

# Messung und dreidimensionale Modellierung der Massenbilanzverteilung auf Gletschern der Schweizer Alpen



Diplomarbeit von Horst Machguth

Betreuung:

Dipl. Met. Frank Paul

Dr. Martin Hölzle

Fakultätsvertreter:

Prof. Dr. Wilfried Haeberli

Zürich 2003

Abbildungen 15 und 16 stellen Reproduktionen der Landeskarte 1:25'000 dar. Für folgende Abbildungen wurde das DHM25 verwendet: 21, 26, 28, 29, 30, 31, 33, 34, 35, 36, 38, 39 und 40. **DHM25, reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA035649).**

# Vorwort und Dank

Grosser Dank gebührt meinen beiden Betreuern Frank Paul und Martin Hölzle für die engagierte Unterstützung. Etliche Male passierte es mir, dass ich Martin oder Frank ein Problem oder einen Erfolg in der Arbeit schilderte und wollte ich das selbe dann wenig später dem anderen erzählen, war jener bereits informiert. Insbesondere Frank trägt sehr grossen Anteil am Gelingen dieser Arbeit. Er unterstützte mich in allen Belangen, er las die Arbeit mehrmals durch, verschonte mich nicht mit konstruktiver Kritik und mit ihm führte ich zahlreiche anregende und lehrreiche Diskussionen.

Wilfried Haeberli und Martin Hölzle vermittelten in ihren Vorlesungen, in Übungen und in persönlichen Gesprächen die Begeisterung für die Glaziologie und den Denkansatz komplexe Probleme mit einfachen und robusten Modellen anzugehen. Auf diesem Fundament gründet meine Arbeit.

Je länger die Arbeit am Computer dauerte, desto mehr verschob sich das Augenmerk meiner Arbeit hin zu den Massenbilanzmodellierungen. Die Messwerte aus der Feldarbeit traten immer mehr in den Hintergrund und ich begann mich zu fragen, wozu der grosse Aufwand an Feldarbeit nötig gewesen war. Franks Kommentar auf diese Frage war einfach: "Dafür weisst du jetzt wie es auf einem Gletscher aussieht!" Ohne Erfahrung und direkten Bezug zum untersuchten Objekt ist wissenschaftliche Arbeit von geringem Wert. In diesem Sinne gilt mein Dank all den zahlreichen Verwandten, Freunden und Kollegen, die mich auf den Gletschern begleiteten und dank deren Hilfe erst ungezählte Beobachtungen, Eindrücke, Erlebnisse, Abenteuer und natürlich die Messungen selbst möglich waren.

Während der Feldarbeit halfen und begleiteten mich: Thomas Bruderer, Christoph Brunner, Dölf und Conny Egenter, Sarina Eisenring, Elena Elezova, Mirjam Friedli, Stephan Heiner, Christian Henecke, Martin Hölzle, Karen Kleiner, Manuela Krähenbühl, Urs Krüttli, Sarah Lanz, Corina Lardelli, Matias Laustela, Inés Machguth, Max Maisch, Koni Müller, Jeannette Nötzli, Frank Paul, Geraldine Radü, Thomas Rüesch, Röbi Ruckstuhl, Markus Stähli (Kusi), Michael Studer (Studi), Dominik Thiel und Hanspeter Thiel. Mein spezieller Dank gilt meiner Mutter, die mich während insgesamt sieben Tagen auf sieben verschiedenen Gletschern begleitete und sich darum bemühte, dass ich bei der Arbeit auf schwieriger zugänglichen Gletschern auf die Hilfe erfahrener Bergsteiger des SAC Lägern zählen konnte.

Dank familieninterner "Vetternwirtschaft" konnte ich auch eine Modellierung für den Glaciar de Shallap in der Peruanischen Cordillera Blanca durchführen: Meine Schwester Inés stellte mir das im Rahmen ihrer Diplomarbeit angefertigte Höhenmodell und die Gletscherumrisse zur Verfügung. Von Frank erhielt ich die Gletscherumrisse der Schweizer Alpen. Michi Zemp stellte mir Daten des WGMS zur Verfügung und las meine Arbeit durch. Herzlichen Dank Inés, Frank und Michi.

Während der vielen Zeit, die ich im MacLab verbrachte, durfte ich stets auf die Hilfe der anwesenden Kollegen und Kolleginnen zählen, ohne euch wäre meine Arbeit viel schleppender vorangekommen! Meinen besonderen Dank an Inés und Corina, von deren Erfahrung im Umgang mit ArcGis ich profitieren konnte und die meine immer gleichen Fragen ("Kannst du mal schnell schauen?" und zwei Minuten später: "Wieso geht das nicht?") auch beim zehnten Anlauf noch beantworteten.

Vielen Dank auch an Salix und Milkyway, die geduldig hunderte von Modellierungen durchführten und damit unbedingt auch den Systemadministratoren, welche stets im Hintergrund dafür besorgt waren, dass ich (und viele andere auch) über den richtigen Draht zu den beiden Rechnern verfügte.

Dank gebührt meinen Eltern, die mir das Studium ermöglichten und mich stets unterstützten.



# I Inhaltsverzeichnis

<b>1.</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1.	Motivation .....	1
1.2.	Fragestellung .....	2
1.3.	Zielsetzungen .....	2
1.4.	Inhalt der Arbeit .....	3
<b>2.</b>	<b>Grundlagen</b>	<b>5</b>
2.1.	Einführung .....	5
2.2.	Die Energiebilanz an der Gletscheroberfläche .....	6
2.3.	Die Gletscher-Massenbilanz .....	8
2.3.1.	Akkumulation .....	8
2.3.2.	Ablation .....	8
2.3.3.	Ablations-, Akkumulationsgebiet und die Gleichgewichtslinie .....	9
2.3.4.	Messung der Gletschermassenbilanz .....	11
2.3.5.	Modellierung der Gletscher-Massenbilanz .....	12
2.4.	Der Massenbilanzgradient .....	13
2.4.1.	Einfluss des Klimas auf den Massenbilanzgradienten .....	15
2.4.2.	Betrachtungen zum Flächenverhältnis zwischen Akkumulations- und Ablationsgebiet .....	18
2.5.	Reaktion der Gletscher auf Klimaveränderungen .....	21
2.6.	Klimatische Bedingungen der Schweizer Gletscher .....	24
2.6.1.	Die Charakteristik der Alpengletscher im globalen Vergleich .....	27
<b>3.</b>	<b>Methoden Feldarbeit</b>	<b>29</b>
3.1.	Angewandte Messmethode .....	29
3.1.1.	Messzeitraum .....	30
3.1.2.	Auswahl Untersuchungsgebiete .....	30
3.1.3.	Albedoabschätzung .....	32
3.2.	Konkretes Vorgehen .....	35
3.2.1.	Beispiel Morteratschgletscher .....	37
3.2.2.	Beispiel Glacier de Saleina .....	39
<b>4.</b>	<b>Methoden Massenbilanzmodellierung</b>	<b>41</b>
4.1.	Vorhandene Ansätze zur Massenbilanzmodellierung .....	41
4.1.1.	Degree Day Modelle .....	41
4.1.2.	Energiebilanzmodelle .....	42
4.2.	Gewählter Ansatz .....	42
4.2.1.	Getroffene Vereinfachungen .....	44
4.3.	Programmierung in vier Schritten .....	45
4.3.1.	GIS als Plattform .....	45
4.4.	Dreidimensionale Massenbilanzmodellierung in AML unter Verwendung digitaler Höhenmodelle .....	46

4.4.1.	Programmstruktur .....	46
4.5.	Modellierung klimatischer Input-Parameter .....	50
4.5.1.	Modellierung der Strahlungsbilanz .....	51
4.5.2.	Modellierung von turbulentem Wärmefluss und Ablation .....	55
4.5.3.	Modellierung der Akkumulation .....	56
<b>5.</b>	<b>Resultate Feldarbeit</b>	<b>59</b>
5.1.	Massenbilanzverteilung .....	59
5.2.	Massenbilanzgradienten .....	61
<b>6.</b>	<b>Resultate Massenbilanzmodellierung</b>	<b>65</b>
6.1.	Verwendung der Klimaparameter .....	65
6.2.	Modellresultate an drei Beispielen .....	66
6.2.1.	Modellierung Silvretta-Gruppe .....	67
6.2.2.	Modellierung Oberer Grindelwaldgletscher .....	71
6.2.3.	Modellierung Findel-, Triftij- und Adlergletscher .....	76
6.3.	Modellierte Massenbilanzgradienten und modellierte Bilanz auf der Zunge .....	80
<b>7.</b>	<b>Diskussion Resultate Feldarbeit</b>	<b>81</b>
7.1.	Massenbilanzverteilung und Massenbilanzgradienten .....	81
7.2.	Albedoabschätzung .....	83
<b>8.</b>	<b>Diskussion Resultate Massenbilanzmodellierung</b>	<b>85</b>
8.1.	Interpretation der Modelldaten .....	85
8.1.1.	Problematik der Klimaparameter .....	85
8.1.2.	Modellierte räumliche Verteilung von Akkumulationsgebieten .....	88
8.1.3.	Modellierung der Situation 1960 - 1990 .....	89
8.1.4.	Vergleich gemessener und modellierter Ablation .....	90
8.1.5.	Temperatursensitivität des Modells .....	91
8.1.6.	Modellierte Massenbilanzgradienten .....	92
<b>9.</b>	<b>Schlussfolgerungen und Ausblick</b>	<b>93</b>
9.1.	Schlussfolgerungen .....	93
9.2.	Weitere Anwendungsbereiche für Massenbilanzmodellierungen .....	94
9.3.	Ansätze zur Steigerung der Modellgenauigkeit .....	94
	<b>Literatur</b>	<b>97</b>
	<b>Anhang</b>	

## II Abbildungsverzeichnis

Abb. 1	Glärnischfirn, 21. August 2002.....	1
Abb. 2	Prozesskette zwischen Atmosphäre, Gletscher und Geomorphologie wie sie auf Gebirgsgletschern auftritt / Schematischer Gletscher.....	6
Abb. 3	Beispiele gemessener Massenbilanzprofile.....	14
Abb. 4	Massenbilanzprofile gemessen an Gletschern unterschiedlicher Klimazonen. ....	15
Abb. 5	Schematische Gletscher.....	19
Abb. 6	AAR und $y_{abl}$ in Abhängigkeit von $x_{abl}$ .....	20
Abb. 7	Umrisse des oberen Grindelwaldgletschers und des Franz-Josef Gletschers.....	21
Abb. 8	Reaktion der lokalen Massenbilanz, der Gletscherlänge und der spezifischen Massenbilanz auf eine sprunghafte Änderung des Klimas. ....	22
Abb. 9	Neuer Gleichgewichtszustand nach $T_{resp}$ .....	22
Abb. 10	Verteilung der mittleren Gletscherhöhe in den Alpen.....	26
Abb. 11	Geographische Lage der 14 untersuchten Gletscher. ....	32
Abb. 12	Tagesgang der Albedo.....	33
Abb. 13	Graukarte auf der Gletscheroberfläche.....	34
Abb. 14	Schematische Darstellung eines Gelenks zur Verbindung zweier Holzstangen..	36
Abb. 15	Lage der Messpunkte auf dem Morteratschgletscher. ....	38
Abb. 16	Lage der Messpunkte auf dem Glacier de Saleina. ....	39
Abb. 17	Dreiteiliger Aufbau des Programmes MB4.....	47
Abb. 18	Verlauf der kumulativen Bilanz im Zeitraum von drei Jahren.....	48
Abb. 19	Vergleich gemessener Globalstrahlung und mit SRAD berechneter kurzwelliger Einstrahlung. ....	52
Abb. 20	Vergleich des modellierten Jahresgang der Globalstrahlung mit gemessenen Werten der Stationen Junfraujoch und Säntis.....	53
Abb. 21	Grid der Globalstrahlung auf dem Oberen Grindelwaldgletscher. ....	54
Abb. 22	Effekt der Abschattung.....	54
Abb. 23	Vergleich des modellierten Jahresgang der Temperatur mit gemessenen Werten der Stationen Junfraujoch und Säntis.....	56

Abb. 24	Niederschlagsmodellierung für Säntis (2500 m ü. M.).	57
Abb. 25	Gemessene Ablation (mmwe /day) in Abhängigkeit der Höhe.	61
Abb. 26	Massenbilanzverteilung Silvretta-Gruppe.	67
Abb. 27	Massenbilanzprofil Silvretta-Gletscher.	68
Abb. 28	Massenbilanzverteilung Silvretta-Gruppe bei $MAAT_{2000} = 2.1 \text{ }^{\circ}\text{C}$ .	69
Abb. 29	Massenbilanzverteilung Silvretta-Gruppe bei $MAAT_{2000} = 0.1 \text{ }^{\circ}\text{C}$ .	69
Abb. 30	Modellierte Veränderung der Massenbilanzverteilung für die Gletscher der Silvretta-Gruppe beim Absenken der $MAAT_{2000}$ .	68
Abb. 31	Modellierte spezifische Massenbilanzen, AAR und ELA im Kontext der langjährigen Messreihe des Silvrettagletschers.	70
Abb. 32	Massenbilanzverteilung Oberer Grindelwaldgletscher.	71
Abb. 33	Massenbilanzprofil Oberer Grindelwaldgletscher.	72
Abb. 34	Massenbilanzverteilung Oberer Grindelwaldgletscher bei $MAAT_{2000} = 2.2 \text{ }^{\circ}\text{C}$ .	73
Abb. 35	Massenbilanzverteilung Oberer Grindelwaldgletscher bei $MAAT_{2000} = 0.2 \text{ }^{\circ}\text{C}$ .	74
Abb. 36	Modellierte Veränderung der Massenbilanzverteilung für den Oberen Grindelwaldgletscher beim Absenken der $MAAT_{2000}$ .	74
Abb. 37	Massenbilanzverteilung Findel-, Triftij-, und Adlergletscher.	76
Abb. 38	Massenbilanzprofil Findel-Gletscher.	77
Abb. 39	Massenbilanzverteilung Findel-, Triftij- und Adlergletscher, $MAAT_{2000} = 2.8 \text{ }^{\circ}\text{C}$ .	78
Abb. 40	Massenbilanzverteilung Findel-, Triftij- und Adlergletscher, $MAAT_{2000} = 0.8 \text{ }^{\circ}\text{C}$ .	78
Abb. 41	Modellierte Veränderung der Massenbilanzverteilung für Findel-, Triftij- und Adlergletscher beim Absenken der $MAAT_{2000}$ .	79
Abb. 42	Jahresniederschlag bzw. Niederschlag in fester Form vs. $MAAT_{ELA}$ für alle 17 modellierten Gletscher.	87
Abb. 43	Jahresniederschlags vs. ELA für alle 17 modellierten Gletscher.	87
Abb. 44	Vergleich modellierte Akkumulationsgebiete und tatsächliche Gletscherumrisse 1973 für die Region Silvrettagletscher.	88
Abb. 45	Vergleich modellierte Akkumulationsgebiete und tatsächliche Gletscherumrisse 1973 für die Region Findelgletscher.	88
Abb. 46	Limmerenfirn 9. 8. 2003.	95

Abbildungen 15 und 16 stellen Reproduktionen der Landeskarte 1:25'000 dar. Für folgende Abbildungen wurde das DHM25 verwendet: 21, 26, 28, 29, 30, 32, 34, 35, 36, 37, 39, 40 und 41. **DHM25, reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA035649).**

# III Tabellenverzeichnis

Tab. 1	Albedo (in Prozent) von Eis- und Schneeoberflächen. ....	7
Tab. 2	Grundbegriffe und Abkürzungen der Gletscher-Massenbilanzen. ....	10
Tab. 3	Vergleich klimatischer Eckwerte an der $ELA_0$ in verschiedenen vergletscherten Regionen der Schweiz. ....	27
Tab. 4	Vergleich der klimatischen Bedingungen der Schweizer Alpengletscher mit klar kontinentalen sowie mit sehr maritimen Gletschern. ....	27
Tab. 5	Liste der 14 im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Gletscher. ....	31
Tab. 6	Gegenüberstellung eines vollständigen (Kuhn, 1980) und zweier vereinfachter Energiebilanz-Modelle (Kuhn, 1980, Oerlemans, 2001). ....	44
Tab. 7	Konditionen nach denen entschieden wird auf welche Weise die kumulative Bilanz am Tage T berechnet wird. ....	49
Tab. 8	Variablen zur Berechnung der Massenbilanz in MB4. ....	50
Tab. 9	Variablen zur Erstellung der Strahlungsgrids in SRAD. ....	50
Tab. 10	Gemessene Ablation in m we, senkrecht zur lokalen Gletscheroberfläche. ....	60
Tab. 11	Gradienten der gemessenen Ablation. ....	62
Tab. 12	Abschätzung von $b_{t2002}$ und $ELA_{2002}$ für vier untersuchte Gletscher. ....	63
Tab. 13	Gemessene und rekonstruierte Massenbilanzgradienten für Alpengletscher. ....	63
Tab. 14	Verwendete Variablen zur Modellierung der Massenbilanzverteilung in der Silvretta-Gruppe. ....	67
Tab. 15	Vergleich modellierter Massenbilanzwerte mit gemessenen Massenbilanzwerten für den Silvretta-Gletscher. ....	68
Tab. 16	Spezifische Massenbilanz, ELA, $b_t$ und AAR für vier Gletscher der Silvretta-Gruppe. ....	70
Tab. 17	Verwendete Variablen zur Modellierung der Massenbilanzverteilung des Oberen Grindelwaldgletschers. ....	71
Tab. 18	Vergleich modellierter Massenbilanzwerte mit eigenen Massenbilanz-Messungen für den Oberen Grindelwaldgletscher. ....	72
Tab. 19	Spezifische Massenbilanz, ELA, $b_t$ und AAR für den Oberen Grindelwaldgletscher bei $MAAT_{2000}$ von 0.2 °C, 1.2 °C und 2.2 °C. ....	75

Tab. 20	Verwendete Variablen zur Modellierung der Massenbilanzverteilung von Findel-, Triftij- und Adlergletscher. ....	76
Tab. 21	Vergleich modellierter Massenbilanzwerte mit eigenen Messwerten Findel-Gletscher. ....	77
Tab. 22	Spezifische Massenbilanz, ELA, $b_t$ und AAR für Findel-, Triftij- und Adlergletscher bei $MAAT_{2000}$ von 0.8 °C, 1.8 °C und 2.8 °C. ....	79
Tab. 23	Aus den numerischen Modellierungen resultierende $b_t$ und $db/dh$ . ....	80
Tab. 24	Vergleich klimatische Bedingungen an der ELA in der Modellierung mit Messwerten. ....	86

# IV Symbole

## Lateinische Buchstaben

Variable	Bedeutung	Einheit
$a$	Ablation	mwe
$a_e$	Ablation am Tag T auf einer Eisoberfläche	mwe
$a_s$	Ablation am Tag T auf einer Schneedecke	mwe
$Abl_m$	mittlere Ablation im Ablationsgebiet	mwe
$Akk_m$	mittlere Akkumulation im Akkumulationsgebiet	mwe
$B$	Massenbilanz	$m^3 we$
$\bar{B}$	Spezifische Massenbilanz	mwe
$b$	lokale Massenbilanz	mwe
$\dot{b}$	Massenbilanzrate	$mwe\ T^{-1}$
$b_t$	Schmelze an der Zunge	mwe
$c$	Akkumulation	mwe
$C_k$	Konstante	$W\ m^{-2}$
$C_0$	Konstante der langwelligen Strahlungsbilanz	$W\ m^{-2}$
$C_1$	Konstante des turbulenten Wärmetransfer	$W\ m^{-2}\ K^{-1}$
$d$	Korrekturfaktor Strahlung	-
$D_-$	Ablation durch Drift	mwe
$D_+$	Akkumulation durch Drift	mwe
$D_G$	Erwärmung von Schnee, Firn oder Eis	$W\ m^{-2}$
$D_K$	Kalben	mwe
$D_{L-}$	Ablation durch Lawinen	mwe
$D_{L+}$	Akkumulation durch Lawinen	mwe
$E$	an der Gletscheroberfläche zur Verfügung stehende Energie	$W\ m^{-2}$
$f_{snow/ice}$	Strahlungskoeffizient für Schnee- und Eis-Oberflächen	$m^2\ W^{-1}\ m\ T^{-1}\ ^\circ C^{-1}$
$H$	turbulenter Wärmefluss	$W\ m^{-2}$
$h$	Höhe	m ü. M.
$h_m$	mittlere Höhe eines Gletscher	m ü. M.
$H_{max}$	maximale Dicke eines Gletschers	m
$h_{max}$	höchster Punkt eines Gletschers	m ü. M.
$h_{min}$	tiefster Punkt eines Gletschers	m ü. M.
$h_{St}$	Höhe Messpunkt	m ü. M.
$I_i$	einfallende langwellige Strahlung	$W\ m^{-2}$
$I_o$	emittierte langwellige Strahlung	$W\ m^{-2}$
$L$	Schmelzwärme von Eis	$J\ kg^{-1}$
$L_E$	latenter Wärmefluss durch Verdunstung und Kondensation	$W\ m^{-2}$
$M$	Schmelze	mwe
MAAT	Mean Annual Air Temperature	$^\circ C$
MAAT <sub>2000</sub>	MAAT auf 2000 m ü. M.	$^\circ C$
MF	Schmelz-Faktor (für Degree-Day Modellierung)	$m\ T^{-1}\ ^\circ C^{-1}$
MR	Schmelzrate Eis pro Zeiteinheit	$mwe\ T^{-1}$
$P$	Jahresniederschlag	mwe
$P_C$	Akkumulation durch Kondensation	mwe
$P_g$	Niederschlagsgradient	$mwe\ 100m^{-1}\ yr^{-1}$
$P_s$	Schneefall am Tag T	mwe

$P_{\text{solid}}$	Niederschlag in fester Form	mwe
$P_{\text{stored}}$	flüssiger Niederschlag (falls an der Oberfläche gefrierend)	mwe
$P_{\text{stored}}$	Niederschlag flüssig im Gletscher gespeichert	mwe
$P_{2000 \text{ dez-feb}}$	Niederschlagsumme 2000 m ü. M. Dezember bis Februar	m
$P_{2000 \text{ mar-mai}}$	Niederschlagsumme 2000 m ü. M. März bis Mai	m
$P_{2000 \text{ jun-aug}}$	Niederschlagsumme 2000 m ü. M. Juni bis August	m
$P_{2000 \text{ sep-nov}}$	Niederschlagsumme 2000 m ü. M. September bis November	m
$Q$	Globalstrahlung	$\text{W m}^{-2}$
$Q_e$	extraterrestrische kurzwellige Strahlung	$\text{W m}^{-2}$
$R$	Strahlungsbilanz	$\text{W m}^{-2}$
$r$	Punkt auf der Gletscheroberfläche	-
$T$	Zeitvariable	Tage oder Sekunden
$t_a$	Lufttemperatur in der freien Atmosphäre	$^{\circ}\text{C}$
$t_{\text{ampl}}$	Amplitude des jährlichen Temperaturganges	K
$T_{\text{ende}}$	Letzter Berechnungstag	Tag Nr.
$t_g$	Temperaturgradient	$^{\circ}\text{C m}^{-1}$
$t_{\text{max}}$	maximales Monatsmittel der Temperatur	$^{\circ}\text{C}$
$t_{\text{min}}$	minimales Monatsmittel der Temperatur	$^{\circ}\text{C}$
$T_{\text{resp}}$	Anpassungszeit	Jahr
$T_{\text{react}}$	Reaktionszeit	Jahr
$t_s$	Temperatur unterhalb derer Niederschlag in Form von Schnee fällt	$^{\circ}\text{C}$
$t_{\text{sf}}$	Oberflächentemperatur	$^{\circ}\text{C}$
$T_{\text{sch}}$	Zeitspanne für die jeweils ein Strahlungsgrid berechnet wird	Tage
$T_{\text{start}}$	Erster Berechnungstag	Tag Nr.
$V$	Verdunstung	mwe
$W_G$	Aufwärmen von Schnee, Firn oder Eis	$\text{W m}^{-2}$
$x$	Länge	m
$x_{\text{abl}}$	Länge des Ablationsgebiet	m
$x_{\text{akk}}$	Länge des Akkumulationsgebiet	m
$y$	Breite	m
$y_{\text{abl}}$	Breite des Ablationsgebietes	m
$y_{\text{akk}}$	Breite des Akkumulationsgebiet	m

### Griechische Buchstaben

Variable	Bedeutung	Einheit
$\alpha$	Albedo	-
$\alpha_e$	Albedo Eis	-
$\alpha_s$	Albedo Schnee	-
$\gamma$	Neigung	-
$\gamma_{\text{abl}}$	Mittlere Neigung im Ablationsgebiet	-
$\gamma_{\text{akk}}$	Mittlere Neigung im Akkumulationsgebiet	-
$\partial b$	Betrag einer abrupten Massenbilanzänderung	mwe
$\Delta T$	Zeitschritt (Anzahl Sekunden pro Tag)	86400 s
$\varepsilon$	Emissivität	-
$\sigma$	Stefan Boltzmann Konstante	$1.381 \cdot 10^{-23} \text{ [J K}^{-1}\text{]}$
$\tau$	Dauer der Schmelze	s



## V Zusammenfassung

Eine zentrale Rolle bei der Rekonstruktion von Klimaveränderungen auf der Basis von Daten der Gletscher-Längenänderungen, nehmen der Gletscher-Massenbilanzgradient und die Schmelze an der Zunge ein. Beide Parameter sind bis heute nur für wenige Gletscher gemessen, ebenfalls ist wenig bekannt über ihre räumliche Variabilität. Ziel dieser Arbeit ist das Aufstellen eines Modelles zur räumlichen Modellierung der Massenbilanzverteilung auf Gletschern und die Überprüfung der Modellresultate auf ihre Übereinstimmung mit gemessenen Gletscherparametern aus den Schweizer Alpen. Insbesondere soll die Modellierung Aufschluss geben über die zwei Parameter: Massenbilanzgradient und Schmelze auf der Zunge.

Die Arbeit besteht aus zwei Teilen: In einem ersten Schritt wurden in den Ablationsgebieten von 14 Gletschern in verschiedenen Regionen der Schweizer Alpen Messpegel ins Eis gesetzt um die Ablation während des Sommers 2002 zu messen. Es wurden sowohl maritim als auch kontinental geprägte Alpengletscher untersucht. In einem zweiten Schritt wurde, ausgehend von einem einfachen Energiebilanzmodell, ein Programm zur dreidimensionalen Modellierung der Massenbilanzverteilung entwickelt. Die Berechnung basiert auf einem digitalen Höhenmodell (DHM) sowie den klimatischen Input-Parametern Niederschlag (vierteljährliche Summen), Temperatur (monatliche Mittel), Globalstrahlung (monatliche Mittel) und deren Gradienten der Höhe.

Das Energiebilanzmodell berechnet die Massenbilanzverteilung auf der Oberfläche des gewählten DHM. Aus der modellierten Massenbilanzverteilung werden mit Hilfe von digitalisierten Gletscherumrissen die spezifische Massenbilanz, das Massenbilanzprofil, der Massenbilanzgradient, das AAR, die ELA und die Schmelze auf der Zunge bestimmt.

Die Modellresultate wurden mit den eigenen sowie mit den Messungen auf den drei Massenbilanzgletschern der Schweizer Alpen verglichen. Es zeigte sich, dass mit dem verwendeten einfachen Energiebilanzmodell eine sehr gute Übereinstimmung mit der Realität erreicht werden kann. Aus den modellierten Massenbilanzverteilungen abgelesene Massenbilanzgradienten liegen im Bereich von 0.5 bis 1 mwe  $100\text{m}^{-1} \text{yr}^{-1}$ . Niedrige Gradienten zeigen vor allem nordexponierte Gletscher. Wo Messwerte vorliegen, zeigte sich, dass die modellierten Massenbilanzgradienten nahezu identisch sind. Der Vergleich von modellierten lokalen Massenbilanzen an Pegeln auf den drei Massenbilanzgletschern abgelesenen Werten zeigt, dass die Modellierung für Ablations- und Akkumulationsgebiet Resultate von ähnlicher Güte liefert. Die Abweichungen sind mehrheitlich kleiner als 0.3 mwe/yr.

Es wird ersichtlich, dass weniger die physikalische Verfeinerung der Energiebilanz-Parametrisierung die Resultate entscheidend verbessern kann, sondern das Hauptaugenmerk auf die Prozesse der Schneeumlagerung (durch Lawinen und Wind) und auf die topographisch bedingte räumliche Variabilität von Niederschlag gelegt werden sollte.

Die Modellierung der Massenbilanzverteilung sollte mit dem dreidimensionalen Energiebilanzansatz weiter verfolgt werden. Unter Zuhilfenahme von digitalen Daten der Niederschlagsverteilungen könnte eine mittlere Massenbilanzverteilung für den ganzen Alpenraum berechnet werden. Eventuell lassen sich die modellierten Massenbilanzminima mit Orten verstärkten Gletscherschwundes korrelieren.

## VI Summary

The mass balance gradient and the balance at the tongue of a glacier plays an important role for the modelling of glacier reaction to climate change. Both parameters have been measured at selected sites for few glaciers only, and little is known about their spatial variation. The aim of this work is to elaborate and verify a distributed mass balance model for selected glaciers of the Swiss Alps. The modelling results provide information about the mass balance gradient and the mass balance at the tongue.

The concept of this thesis consists of two parts: In a first step measurements of ablation were carried out during summer 2002 in the ablation zones of 14 glaciers in different regions of the Swiss Alps. There were maritime as well as continentally influenced glaciers chosen. In a second step, on the base of an existing simple energy balance model a program for the distributed mass balance modelling was developed. The calculation is based on a digital elevation model (DEM), with the major climate input parameters precipitation (quarterly totals), temperature and global irradiance (monthly averages) as well as their gradients with elevation.

The program calculates mass balance distribution on the surface of the chosen DEM. Using the calculation results and digital glacier outlines several parameters (e.g. mean specific net balance, AAR, ELA and the balance on the tongue) were derived.

The model results were compared to own measurements and with data from the three Swiss mass balance glaciers. It was demonstrated that the simple energy balance model used is able to provide results in good agreement with measurements. The mass balance gradients obtained from the modelled mass balance distribution range from 0.5 to 1 mwe 100m<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>, and were in good agreement with measured values. The results were of a similar quality for continental and maritime Swiss glaciers as well as for a tropical glacier of the Peruvian Cordillera Blanca. For the three Swiss mass balance glaciers it was additionally shown, that modelled results of net balance are in good agreement with measured values for the ablation and accumulation zone. The differences of calculated values and net balance measured on stakes are in general smaller than 0.3 mwe/yr.

In conclusion, further improvement of the model applied should focus on the integration of snow redistribution by wind and avalanches as well as distribution of precipitation (e.g. from gridded climate data sets) instead of a more sophisticated formulation of the energy balance components.

The concept of distributed mass balance modelling from DEM data should be followed up.

# 1. Einleitung

## 1.1. Motivation



Abb. 1: Glärnischfirn 21. August 2002, Blickwinkel ca. 180 Grad, Blick im Bildzentrum Richtung Süden.

Gletscher sind Klimaarchive. Sie speichern Informationen über vergangenes Klima auf zweierlei Art: Einerseits hinterlassen Gletscherschwankungen Spuren in der Landschaft, andererseits finden sich in rezentem kaltem Eis Einschlüsse in Form von Verunreinigungen oder Luftblasen. Beide Archive ergänzen sich: Aus der Analyse von Verunreinigungen und Luftblasen in Eis-Bohrkernen lassen sich auf relativ direkte Weise zeitlich gut bis sehr gut aufgelöste Informationen über den Klimaverlauf gewinnen. Die Klima-Rekonstruktion anhand von Gletscherschwankungen lässt keine hohe zeitliche Auflösung zu und vermittelt Informationen nur in verschlüsselter Form. Im Gegenzug ist die räumliche Auflösung hoch, man ist bei der Analyse von Spuren der Gletscherschwankungen nicht auf rezentes Eis angewiesen. Spuren vergangener Gletscherausdehnung finden sich rund um den Globus, auch in Regionen die heute keine Vergletscherung mehr aufweisen. Die dadurch ermöglichte Rekonstruktion der Ausdehnung eiszeitlicher Eisschilde erlaubt die Modellierung und ein vertieftes Verständnis der atmosphärischen Zirkulation im eiszeitlichen Klima.

Die Gletscherschwankungen im Alpenraum sind mit weltweit einmaliger Genauigkeit dokumentiert: Mittels verschiedener Datierungsmethoden konnte die Gletscherausdehnung bis zum Ende der letzten Eiszeit dokumentiert werden. Wo Menschen nahe der Gletscher siedelten, reichen schriftliche Zeugnisse über Gletschervorstöße und Rückschmelzen bis ins Mittelalter zurück. Spuren der jüngsten Gletscherhochstände sind vielerorts sehr gut erhalten und erlauben Rekonstruktionen des Gletscherverhaltens auch in Gebieten ohne historische Aufzeichnungen. Im 19. Jahrhundert erwachte das wissenschaftliche Interesse an den Gletschern und seit mindestens 100 Jahren werden für zahlreiche Gletscher Vorstoss und Rückschmelzen Jahr für Jahr aufgezeichnet. Seit maximal fünfzig Jahren messen Glaziologen jährlich in aufwendiger Feldarbeit für weltweit etwa 50 Gletscher die Massenbilanzen.

Auf der Basis von Gletscherinventar-Daten ermöglicht ein von Haeberli und Hölzle (1995) entworfenes Modell die Abschätzung von Gletschercharakteristiken und Klimaänderungseffekten. Im Parametrisierungsschema nimmt der Massenbilanzgradient und die Schmelze auf der Zunge einen wichtigen Platz ein. Mit erwähntem Modell führten die Autoren eine Pilotstudie anhand von Längenänderungsdaten aus dem Alpenraum (Haeberli und Hölzle 1995) sowie auf der Basis von Daten aus weltweiter Gletscherbeobachtung (Hölzle 2003) durch und

kamen unter anderem zum Schluss, dass genauere Kenntnisse über die Variabilität des Massenbilanzgradienten und der Schmelze auf den Zungen der Alpengletscher wünschenswert sind. Im Gegensatz zu anderen Modellparametern lässt sich der Massenbilanzgradient nur auf bestehenden Gletschern messen. Eine Rekonstruktion für frühere Klimabedingungen ist mit sehr grossen Unsicherheiten verbunden. Bis anhin wurde ein einheitlicher Durchschnittswert heutiger Massenbilanzgradienten verwendet. Mit dieser Arbeit sollen genauere Kenntnisse über die regionalen Differenzen zwischen den Massenbilanzgradienten im Alpenraum gewonnen werden. Die Resultate dieser Arbeit sollen eine räumlich differenziertere Analyse der Gletscherschwankungen ermöglichen.

## 1.2. Fragestellung

Dem Massenbilanzgradienten wurden bis anhin einige Forschungsarbeiten gewidmet (Haefeli 1962; Kuhn 1980; Bader 1991). Bereits Haefeli (1962) wies auf Unterschiede zwischen den Massenbilanzgradienten von Gletschern verschiedener Klimazonen hin. Kuhn (1980) zeigte mit Hilfe eines Energiebilanzmodells, dass Gletscher in tropischem und maritimem Klima ungleich grössere Massenbilanzgradienten besitzen als Gletscher in gemässigten Klimazonen. Gleichzeitig zeigte er, dass Gletscher in kontinentalen Regionen sehr kleine Massenbilanzgradienten aufweisen. Um die Variabilität der Massenbilanzgradienten zu begründen, wurden bis anhin meist Extrembeispiele bemüht. Wenig Aufmerksamkeit kam der Variabilität von Massenbilanzgradienten innerhalb einzelner Gebirge zu teil.

Die vorliegende Arbeit wurde auf Anregung von W. Haeberli und M. Hölzle ausgeführt. Im Rahmen dieser Arbeit interessieren nicht die augenfälligen Unterschiede zwischen Gletschern der gemässigten Breiten und ihren hochkontinentalen oder ausgesprochen maritim geprägten Verwandten. Im Zentrum steht die Frage inwiefern sich unterschiedliche Klimaregime im Schweizer Alpenraums in den Massenbilanzgradienten und bei der Schmelze auf der Zunge widerspiegeln.

## 1.3. Zielsetzungen

Für die vorliegende Arbeit wurden folgende Zielsetzungen formuliert:

1. Die Massenbilanzgradienten in verschiedenen Regionen der Schweizer Alpen sollen bestimmt und regionale Unterschiede analysiert werden.

Die Gletscher - Massenbilanzgradienten in den verschiedenen Regionen der Schweizer Alpen sollen in direkten Feldmessungen bestimmt werden. Weil die Massenbilanzgradienten auf den bis anhin untersuchten Alpengletschern in Jahren positiver und negativer spezifischer Massenbilanzen sehr ähnlich sind, sollen die Messungen in nur einem Sommer durchgeführt werden. Bereits vorhandene Messwerte sollen die Feldmessungen vervollständigen. Neben den Massenbilanzgradienten sollen weitere für die Klimasensitivität der Gletscher wichtige Faktoren untersucht werden. Besondere Beachtung gilt dabei der Schmelze an der Zunge  $b_t$ .

2. Ein einfaches Massenbilanzmodell soll auf verschiedenen Gletschern der Schweizer Alpen getestet werden. Es soll geprüft werden, mit welcher Genauigkeit das Modell die Massenbilanzverteilung auf Gletschern klimatisch unterschiedlicher Regionen simulieren kann. Primär gilt das Interesse der Massenbilanzverteilung im Ablationsgebiet.

Die Massenbilanzmodellierung erfolgt am Computer auf der Basis eines digitalen Höhenmodells und eines einfachen Energiebilanz-Modells. Das Modell soll nicht für jeden einzelnen Gletscher neu kalibriert werden, einzig meteorologischen Daten werden für jeden Gletscher dem lokalen Klima entsprechend eingesetzt. Soweit aus Messungen bekannt, wird die Albedo der Eisoberfläche für jeden Gletscher individuell eingesetzt. Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Feldmessungen finden Verwendung um die Modellresultate zu überprüfen. Eine zusätzliche und genauere Verifizierung der modellierten Massenbilanzen ermöglichen langjährige Messreihen der drei Schweizer Massenbilanzgletscher.

## 1.4. Inhalt der Arbeit

Die theoretischen Grundlagen der Gletscher-Massenbilanz Modellierung werden im Kapitel "Grundlagen" anhand von Energiebilanz Modellen erläutert. Es wird aufgezeigt welche klimatischen Faktoren Einfluss auf die Massenbilanz haben. Anschliessend wird der Begriff des Massenbilanzgradienten erläutert und seine Variabilität unter verschiedenen klimatischen Bedingungen theoretisch begründet. Den zweiten Teil des Grundlagen-Kapitels bildet eine Zusammenfassung über das Klima innerhalb der Alpen. Besondere Aufmerksamkeit gilt klimatischen Faktoren die grossen Einfluss auf Massenbilanz und Massenbilanzgradient ausüben.

Das Kapitel "Methoden" ist unterteilt in die Unterkapitel "Methoden Feldarbeit" und "Methoden Massenbilanzmodellierung". Im ersten Unterkapitel werden verschiedene gebräuchliche Methoden zur Messung von Gletscher-Massenbilanzen und ihre Vor- und Nachteile vorgestellt. Die konkrete Anwendung der direkten glaziologischen Methode im Rahmen dieser Arbeit wird eingehend erläutert. Eine kurze Betrachtung zur Messung der Oberflächenalbedo von Gletschern schliesst das Unterkapitel ab. Im Unterkapitel "Methoden Massenbilanzmodellierung" werden einleitend verschiedene Ansätze zur Massenbilanzmodellierung aufgezeigt. Anschliessend wird die Wahl eines Energiebilanzmodells begründet und das Vorgehen bei der Modellierung beschrieben.

Die Resultate sowohl der Feldarbeit als auch der Massenbilanzmodellierung am Computer werden im Kapitel "Resultate" vorgestellt.

Die einleitend in dieser Arbeit formulierten Fragestellungen werden im Kapitel "Diskussion" wieder aufgegriffen. Eine kritische Analyse des gewählten Vorgehens bei der Feldarbeit ist ebenso in diesem Kapitel zu finden wie die Diskussion der Resultate aus der Massenbilanzmodellierung.

Als Ausblick werden abschliessend weitere Anwendungsbereiche von Massenbilanzmodellierungen aufgezeigt und Ansätze zur Steigerung der Modellgenauigkeit werden diskutiert.



## 2. Grundlagen

### 2.1. Einführung

Gletscher verfügen über eine Zone, in der sich ein Überschuss an Niederschlägen in Form von Schnee akkumuliert. Akkumulierter Schnee wandelt sich in einem meist mehrjährigen Prozess in Eis um. Getrieben durch die Schwerkraft fliesst das akkumulierte Eis in eine tiefer gelegene Zone überwiegenden Massenverlustes. Der Massenverlust erfolgt auf den meisten Gletschern durch Schmelze.

Die Geschwindigkeit des Massenumsatzes zwischen Akkumulations- und Ablationsgebiet variiert stark zwischen Gletschern der verschiedenen Klimazonen. Der Massenumsatz ist in hochkontinentalen Gebieten klein: Es fallen wenig Niederschläge, gleichzeitig ist die Schmelzperiode kurz und die Temperaturen erreichen besonders in arktischen und antarktischen Gebieten selten oder nie Werte bei denen intensive Schmelze auftritt. Maritim geprägte Gletscher setzen Masse mit ungleich grösserer Geschwindigkeit um, zwischen Akkumulations- und Ablationsgebiet besteht ein hoher Massenumsatz: Sehr hohe Niederschlagsmengen resultieren in grosser Akkumulation und gleichzeitig findet über einen grossen Zeitraum im Jahresverlauf intensive Schmelze statt. Auf tropischen Gletscher findet Akkumulation und Ablation gleichzeitig während des ganzen Jahres statt.

Über seine Oberfläche interagiert der Gletscher mit der Atmosphäre. An der Gletscheroberfläche spielen sich Akkumulation und Ablation ab. Massenzuwachs oder Massenverlust des Gesamtgletschers werden primär durch den Fluss von Masse und Energie an der Oberfläche gesteuert. Die Oberflächenprozesse stehen mit den Fliessprozessen des Gletschers in gegenseitiger Wechselwirkung. Im Allgemeinen führt eine Veränderung der Akkumulation nach einer gewissen Reaktionszeit zu beschleunigtem oder verlangsamtem Fliessen.

An der Kontaktfläche zwischen Eis und Untergrund interagiert der Gletscher mit der Lithosphäre. Die Prozesse an der Grenzfläche zwischen Eis und Untergrund haben entscheidenden Einfluss auf das Fliessverhalten eines Gletschers. Wie die Gletscheroberfläche ist auch die Grenzfläche zwischen Gletscher und Untergrund dynamischen Veränderungen unterworfen. Durch Erosion am Untergrund oder durch Akkumulation von Schutt beeinflusst ein Gletscher sein Bett. Als sichtbarste Zeichen der Prozesse an der Grenzfläche von Eis und Untergrund bleiben Erosionsmulden oder Moränen lange nach einem Gletscherrückzug erhalten.

Im Gletscher spielen sich die Prozesse der Eisdeformation ab. Sie steuern zusammen mit den Oberflächenprozessen und den Prozessen am Gletscherbett das Fliessverhalten eines Gletschers. Sichtbares Zeichen der Eisdeformation sind von Spalten zerrissene Gletscheroberflächen. Über die Eisdeformation und Gleiten stehen die Prozesse der Oberfläche in gegenseitiger Wechselwirkung mit den Prozessen am Gletscherbett.

Abbildung 2 zeigt die vorangehend aufgezeigten Prozessketten wie sie bei Gebirgsgletschern auftreten. Zwischen den Prozessen finden Wechselwirkungen statt. Einzig die Atmosphäre kann im synoptischen Massstab für Gebirgsgletscher als unabhängig betrachtet werden. Mit dem Begriff Gebirgsgletscher sind alle Gletscher ausserhalb von Grönland und der Antarktis gemeint. Sie weisen unterschiedliche Erscheinungsbilder auf - kleine Eiskappen oder Eisfelder, Talgletscher verschiedener Ausdehnung bis hin zu kleinen Kargletschern. Ihnen allen gemein ist, dass sie, im Gegensatz zu den polaren Eismassen, zu klein sind um signifikanten

Einfluss auf die Atmosphäre auszuüben. Nach Kuhn (1980: 3) beträgt der Massstab für synoptische Prozesse etwa 1000 km, die Ausdehnung der meisten Gebirgsgletscher bewegt sich in der Grössenordnung von Zehner Kilometern und darunter.

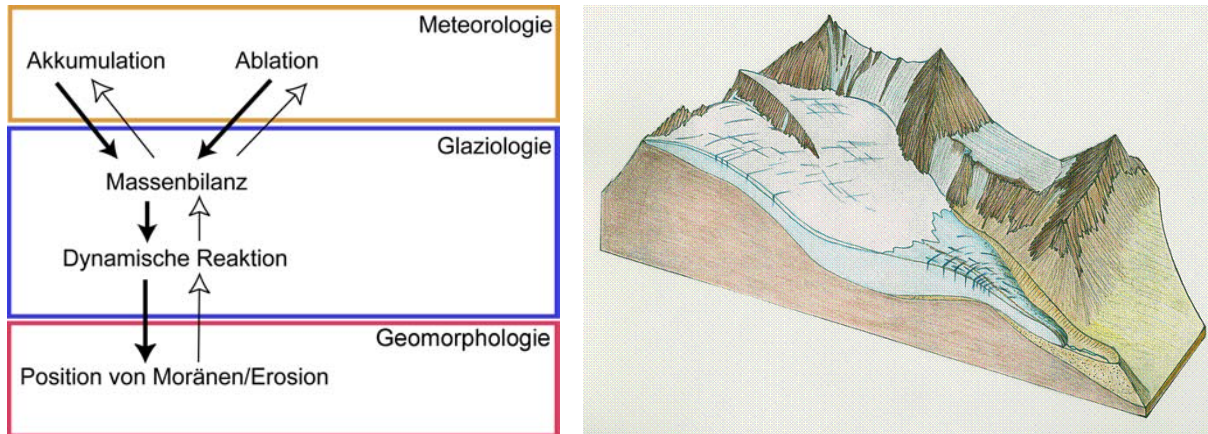


Abb. 2: Links: Prozesskette zwischen Atmosphäre, Gletscher und Geomorphologie wie sie auf Gebirgsgletschern auftritt (verändert nach Meier 1965). Rechts: schematischer Gletscher (Haeberli 1995)

Im Rahmen dieser Arbeit sollen ausschliesslich Oberflächenprozesse auf Gebirgsgletschern untersucht und analysiert werden, Fliessprozesse und Prozesse am Gletscherbett werden nicht diskutiert. Die Ausklammerung von Fliessprozessen ist zulässig wenn der Massenhaushalt eines Gletschers über kurze Zeiträume oder im Sinne einer Gleichgewichtssituation betrachtet wird (Paterson 1994).

## 2.2. Die Energiebilanz an der Gletscheroberfläche

Die Energiebilanz steuert die für Schmelze ( $M$ ) an der Gletscheroberfläche zur Verfügung stehende Energie ( $E$ ):

$$E = R + H - L_E + P_{stored} - W_G \quad (1)$$

$R$  steht für die Strahlungsbilanz,  $H$  für den fühlbaren Wärmefluss,  $L_E$  entspricht dem latenten Wärmefluss durch Verdunstung und Kondensation,  $P_{stored}$  ist der flüssige Niederschlag (falls an der Oberfläche gefrierend) und  $W_G$  bezeichnet das Aufwärmen von Schnee, Firn oder Eis.

$$R = Q(1 - \alpha) + I_i - I_o \quad (2)$$

Mit  $Q$  = Globalstrahlung (einfallende kurzwellige Strahlung, direkt und diffus),  $\alpha$  = Albedo,  $I_i$  = einfallende langwellige Strahlung und  $I_o = \varepsilon \sigma t_{sf}^4$  = emittierte langwellige Strahlung ( $\varepsilon$  = Emissivität,  $\sigma$  = Stefan-Boltzmann-Konstante,  $t_{sf}$  = Oberflächentemperatur)

Folgende Ausführungen basieren auf Oerlemans (2001, 15ff). Die grössten Werte kann der Fluss von Strahlungsenergie annehmen. Die durchschnittliche tägliche Globalstrahlung Ende Juni in den Schweizer Alpen beträgt zwischen 200 und 300 W/m<sup>2</sup> (siehe Abbildung 19, Seite 52), stündliche Mittel der Globalstrahlung können 1200 W/m<sup>2</sup> erreichen. Gletscher besitzen fast immer eine deutlich höhere Albedo als ihre unvergletscherte Umgebung. Bedingt durch



die hohe Albedo wird an der Gletscheroberfläche ein bedeutender Teil der Globalstrahlung reflektiert.

Oberfläche	Min - Max	Mittel
Trockener Schnee	80 - 97	84
Schmelzender Schnee	66 - 88	74
Firn	43 - 69	53
sauberes Eis	34 - 51	40
leicht verschmutztes Eis	26 - 33	29
Schmutziges Eis	15 - 25	21
Schutt-bedecktes Eis	10 - 15	12

Tabelle 1: Albedo (in Prozent) von Eis- und Schneeoberflächen (Paterson 1994).

Die Albedo an einem Punkt der Gletscheroberfläche ist das Resultat komplizierter Reflektions- und Streuprozesse an der Oberfläche und innerhalb der obersten Dezimeter von Eis, Firn oder Schnee. Einfallende langwellige Strahlung wird an der Oberfläche fast vollständig absorbiert. Eingehende und ausgehende langwellige Strahlung kompensieren sich weitgehend. Normalerweise ist letztere etwas grösser und es resultiert für die Gletscheroberfläche eine negative langwellige Strahlungsbilanz in der Grössenordnung von typischerweise  $-20$  bis  $-40 \text{ W/m}^2$ . Bei hohen Lufttemperaturen, bewölktem Himmel und hoher Luftfeuchtigkeit kann die langwellige Strahlungsbilanz ebenfalls positive Werte annehmen. Der Effekt von Wolken auf die kurzwellige und die langwellige Strahlungsbilanz ist entgegengesetzt. Mit einer Zunahme der Bewölkung geht eine reduzierte kurzwellige und eine erhöhte langwellige Strahlung einher. Der Netto-Effekt hängt von der Albedo der Gletscheroberfläche und der Transmissivität der Wolken ab. Bei hoher Albedo (und demzufolge einer niedrigen kurzwelligen Strahlungsbilanz) ist die Änderung in der langwelligen Strahlungsbilanz für eine gegebene Erhöhung der Bewölkung grösser als die Reduktion der kurzwelligen Strahlungsbilanz. Die gesamte Strahlungsbilanz erhöht sich. Bei tiefer Albedo (Eis) tritt bei identischer Zunahme der Bewölkung der entgegengesetzte Effekt ein.

Turbulente Wärmefflüsse (= fühlbare und latente Wärmefflüsse) können in der Energiebilanz eine grosse Bedeutung erreichen, besonders im Winter (geringe Sonneneinstrahlung bei tiefem Sonnenstand) und im Sommer bei sehr hohen Temperaturen. Die Energiefflüsse bewegen sich in Richtung der Gradienten der mittleren Temperatur und des Luftfeuchtigkeits-Profiles. Wenn die Lufttemperatur über Null Grad liegt, findet stets turbulenter Wärmeffluss von der Atmosphäre zur Gletscheroberfläche statt. Gleichzeitig kann sich der latente Wärmeffluss in beide Richtungen bewegen, abhängig von der Luftfeuchtigkeit. Der Sättigungs Dampfdruck für eine schmelzende Gletscheroberfläche beträgt  $610.8 \text{ Pa}$ . Wenn die Temperatur einer Luftmasse  $10^\circ \text{C}$  beträgt, dann findet bei einer Luftfeuchtigkeit von unter  $50\%$  Kühlung durch Verdunstung statt, bei höherer Luftfeuchtigkeit wird die Gletscheroberfläche durch Kondensation gewärmt. Nach Kuhn (1980: 6) sind latente Wärmefflüsse vor allem im trockenen Klima von Bedeutung, nach Kaser (1996: 93) reduziert intensive Verdunstung und Sublimation auf tropischen Gletschern in Peru die Schmelze während der Trockenzeit.

Die Temperatur von Niederschlägen (flüssig oder fest) kann von der Oberflächentemperatur abweichen, Kühlung oder Erwärmung der Gletscheroberfläche findet statt. Gemäss Kuhn (1980: 6) und Oerlemans (2001: 8) sind die Energiefflüsse auf temperierten Gletschern sehr klein und zu vernachlässigen. Der Faktor  $W_G$  (Erwärmung von Schnee, Firn oder Eis) kann für temperierte Gletscher vernachlässigt werden, nicht so für kalte Gletscher kontinentaler Gebiete. Für letztere ist auch die Erwärmung des kalten Eises oder des kalten Schneepake-

tes durch Wiedergefrieren von geschmolzenem Eis von Bedeutung. Nach Kuhn (1980: 3) kann mit der Energiemenge, die nötig ist um eine Säule mit bestimmtem Durchmesser der ganzen Atmosphäre um  $1^{\circ}\text{C}$  zu erwärmen, eine 5 m hohe Eissäule von identischem Durchmesser um  $1^{\circ}\text{C}$  erwärmt werden oder eine 3 cm hohe Eissäule von identischem Durchmesser geschmolzen werden. Dieser Vergleich verdeutlicht, dass Erwärmung und Abkühlung von Eis auf temperierten oder nur partiell kalten (polythermalen) Gletschern eine untergeordnete Rolle spielen.

## 2.3. Die Gletscher-Massenbilanz

### 2.3.1. Akkumulation

Als Akkumulationsprozesse sind alle Vorgänge an der Gletscheroberfläche definiert die zu einem Massenzuwachs des Gesamtgletschers führen. Akkumulationsprozesse spielen sich auf den meisten Gletschern sowohl im Akkumulationsgebiet als auch im Ablationsgebiet ab. Akkumulationsprozesse im Ablationsgebiet sind während des Sommers meist vernachlässigbar klein.

$$\text{Akkumulation} = c = P_{\text{solid}} + P_{\text{stored}} + P_C + D_+ + D_{L+} \quad (3)$$

Der wichtigste Akkumulationsprozess ist der Schneefall ( $P_{\text{solid}}$ ) auf die Gletscheroberfläche. Einen bedeutenden Beitrag zur Akkumulation liefert Schneedrift ( $D_+$ ) sofern Schnee aus unvergletschertem Gebiet auf einen Gletscher transportiert wird. Gemäss Kuhn (1980: 6) kann Akkumulation durch Schneedrift in der gleichen Grössenordnung stattfinden wie der Massengewinn durch Schneefall. Ein weiterer Umlagerungsprozess ist die Schneeverfrachtung durch Lawinen ( $D_{L+}$ ). Allgemein gilt, je kleiner ein Gletscher, desto entscheidender sind in der Regel Umlagerungsprozesse. Von untergeordneter Bedeutung ist Akkumulation durch gefrierenden Regen ( $P_{\text{stored}}$ ) und durch Bildung von Oberflächenreif ( $P_C$ ). Akkumulation durch Oberflächenreif findet auf allen Gletschern statt, gefrierender Regen spielt primär auf Gletschern die über kaltes Eis verfügen eine Rolle. Das gleiche Phänomen kann in kleinem Ausmasse auch auf temperierten Gletschern auftreten: In der Schneeschicht herrschen zu Beginn der Schmelzperiode noch Temperaturen unter Null Grad und Regen gefriert innerhalb des Schneepaketes.

### 2.3.2. Ablation

Als Ablationsprozesse sind alle Vorgänge an der Gletscheroberfläche definiert die zu einem Massenverlust des Gesamtgletschers führen. Auf Gletschern der gemässigten Breiten sowie auf kontinentalen Gletschern sind Ablationsprozesse im Winterhalbjahr klein.

$$\text{Ablation} = a = M + V + D_- + D_{L-} + D_K \quad (4)$$

Entscheidender Ablationsprozess auf vielen Gletschern ist die Schmelze von Eis und Schnee ( $M$ ). Die Schmelzrate hängt primär von der Energiebilanz an der Gletscheroberfläche ab. Die jährliche Schmelze erreicht auf den Zungen der Alpengletscher Werte in der Grössenordnung von maximal 14 Meter (für ausgeglichene Jahre) (Haefeli 1962: 53). Streng genommen findet Massenverlust durch Schmelze erst statt, wenn das Schmelzwasser das Gletschersystem

verlässt. Auf temperierten Gletschern fliesst das Schmelzwasser über einen kurzen Zeitraum fast vollständig ab. Auf Gletschern die zumindest teilweise aus kaltem Eis bestehen, kann Schmelzwasser wieder gefrieren bevor es das Gletschersystem verlässt. Dieser Prozess kann innerhalb der Schneedecke oder im Eis stattfinden.

Verdunstungsprozesse ( $V$ ) besitzen grössere Bedeutung auf Gletschern in trockenem und kaltem Klima wo Massenumsätze durch Schneefall und Schmelze klein sind. Für Gletscher der gemässigten Breiten liegt der Massenverlust durch Verdunstung um ein bis zwei Grössenordnungen unter dem Massenverlust durch Schmelze. Nach groben Schätzungen beträgt der jährliche Massenverlust durch Verdunstung auf Alpengletschern ca. 0.2 mwe (Haeberli et al. 1998). Die Einheit mwe bezeichnet die Höhe einer Wassersäule die dem Gegenwert einer Säule aus Eis, Firn oder Schnee entspricht.

Schneedrift kann als Ablationsprozess auftreten, wenn Schnee von der Oberfläche eines Gletschers abgetragen wird und ausserhalb des Gletschers wieder abgelagert wird ( $D_L$ ). Dieser Prozess kann sehr grosse Bedeutung an den Rändern von Gletschern erreichen. Meistens handelt es sich dabei um windexponierte Kuppen oder Grate wo fast sämtlicher gefallener Schnee mehrfach umgelagert wird. Beispielsweise hat Suter (2002: 93) auf dem 4450 m ü. M. gelegenen Colle Gnifetti (Monte Rosa) in Passlage innerhalb eines Jahres eine Akkumulation von ungefähr 0.4 m Schnee gemessen, nahe gelegene, weniger windexponierte Messpegel zeigten Akkumulationswerte von 1.5 bis 3.5 m Schnee im selben Zeitraum. Je grösser ein Gletscher, desto eher findet Schneedrift nur zwischen verschiedenen Punkten des selben Gletschers statt und desto unbedeutender fällt der Massenverlust an seiner Peripherie aus. Massenverlust durch Lawinen ( $D_L$ ) spielt nur auf kleinen und steilen Gletschern eine Rolle. Grössere Gletscher besitzen meist wenig geneigte Oberflächen und auftretende Lawinen führen meist nur zu Umschichtungen innerhalb des Gletscherperimeters.

Falls Gletscher ins Meer oder in Seen münden, findet ein beträchtlicher Teil ihres Massenverlustes durch Abbrechen von Eisbergen (Kalben) statt ( $D_K$ ). In der Antarktis findet fast keine Schmelze statt und der grösste Teil des Massenverlustes erfolgt durch Kalben ins Meer. Ein ähnlicher Prozess (ebenfalls Kalben genannt) spielt sich auf Gebirgsgletschern in sehr steilen Lagen oder in Felswänden ab: An der Front brechen regelmässig Eismassen ab und stürzen zu Tal. Eisabbrüche sowie Kalben werden im Rahmen dieser Arbeit nicht weiter untersucht.

In Gleichung 4 und in allen folgenden Betrachtungen explizit nicht berücksichtigt ist die Schmelze am Gletscherbett. Nach Oerlemans (2001: 6) und Paterson (1994) beträgt sie nur wenige Millimeter pro Jahr und kann vernachlässigt werden.

### 2.3.3. Ablations-, Akkumulationsgebiet und die Gleichgewichtslinie

Bei Ablations- und Akkumulationsprozessen sind Materialien unterschiedlichster Dichte involviert. Die Skala reicht von trockenem Neuschnee (Dichte = 0.06) bis Gletschereis (Dichte = 0.8 - 0.91). Berechnung und Modellierungen werden erheblich vereinfacht, wenn sämtliche an den Prozessen beteiligten Materialien in Wasseräquivalent, abgekürzt we (Englisch "water equivalent"), umgerechnet werden.

Integriert man Akkumulation (c) und Ablation (a) über die Zeit (T) und die gesamte Gletscher-oberfläche (S) so erhält man die Massenbilanz (B):

$$b(r) = c(r) + a(r) = \int_{T_1}^{T_2} \dot{b} \, dt \quad (5)$$

$$B = \int b(r) \, dS \quad (6)$$

Die Einheit der Massenbilanz (B) ist Volumen we, r bezeichnet einen Punkt auf der Gletscher-oberfläche. In Anbetracht unterschiedlicher Gletschergrößen gewährleistet erst die spezifische Massenbilanz ( $\bar{B}$ ) eine vernünftige Vergleichbarkeit zwischen verschiedenen Gletschern.

$$\bar{B} = \frac{B}{S} \quad (7)$$

Die Einheit der spezifischen Massenbilanz ist mwe.

Begriff	Symbol	Einheit	Englischer Fachausdruck
Massenbilanzrate	$\dot{b}$	mwe/t	mass-balance rate
Lokale-Massenbilanz	b	mwe	net balance
Massenbilanz	B	m <sup>3</sup> we	glacier net balance
spezifische Massenbilanz	$\bar{B}$	mwe	mean specific net balance

Tabelle 2: Grundbegriffe und Abkürzungen der Gletscher-Massenbilanzen. (Nach Haeberli, pers. Mitteilung).

Über den Zeitraum eines Jahres betrachtet, dominieren im Akkumulationsgebiet die Akkumulationsprozesse. Am Ende des hydrologischen Jahres resultiert eine positive Massenbilanz. Innerhalb des gleichen Zeitraumes dominieren im Ablationsgebiet die Ablationsprozesse, am Ende eines hydrologischen Jahres wird eine negative Massenbilanz gemessen.

Die Gleichgewichtslinie trennt das Ablationsgebiet vom Akkumulationsgebiet. Sie ist definiert als die Verbindungslinie aller Punkte für die am Ende der Schmelzperiode eine lokale Massenbilanz von Null resultiert. Die Gleichgewichtslinie besitzt in der Realität meistens eine komplexe Form, Ablations und Akkumulationsgebiet sind nur in seltenen Fällen durch eine dem Verlauf einer Höhenlinien folgende Linie separiert. In der Praxis gilt das primäre Interesse in der Regel der Höhe der Gleichgewichtslinie und nicht ihrem komplexen Verlauf. In vielen Fällen lässt sich die Gleichgewichtslinie mit dem Verlauf einer Höhenlinie vernünftig annähern, man spricht von der ELA (engl. Abkürzung für: Equilibrium Line Altitude). In dieser Arbeit wird der Begriff ELA verwendet, um die gemittelte Höhe der Gleichgewichtslinie am Ende der Schmelzperiode eines beliebigen Jahres zu bezeichnen, die Massenbilanz des Gletschers B kann grösser oder kleiner als Null sein.  $ELA_0$  ist die berechnete mittlere Höhe aller gemessenen Gleichgewichtslinien für die gilt  $B = 0$ . Auf Gletschern der gemässigten Zonen innerhalb eines beschränkten Zeitraums liegen die möglichen Gleichgewichtslinien mit  $B = 0$  in einem relativ schmalen Höhenbereich (bedingt durch die geringe Variabilität des Massenbilanzprofils, siehe Kapitel 2.4).

### 2.3.4. Messung der Gletschermassenbilanz

Grundsätzlich kann Akkumulation und Ablation an der Gletscheroberfläche mit direkten oder mit indirekten Methoden bestimmt werden:

**Direkte Methoden:** In die Klasse der direkten Methoden fällt die direkte glaziologische Methode. Die Methode basiert auf Messungen mit Stangen und Schneeprofilen auf dem Gletscher selber. Um Akkumulation zu bestimmen müssen Schneeprofile gegraben werden. Für jedes Schneeprofil muss ein Dichteprofil erstellt werden. Die direkte glaziologische Methode ist sehr arbeitsintensiv und im Falle langjähriger Messungen auch kostenintensiv. Messungen mit der direkten glaziologischen Methode erlauben grundsätzlich nur eine punktuelle Bestimmung von Akkumulation und Ablation. Gilt das Interesse der spezifischen Massenbilanz eines Gletschers, dann muss auf dem Gletscher ein Netz aus Messpunkten installiert werden und zwischen den einzelnen Messwerten muss interpoliert werden.

Nach Funk et al. (1997) wurde der Untersuchung von Fehlern, welche die Resultate von Messprogrammen verfälschen können, zu wenig Aufmerksamkeit gewidmet. Ursprünglich wurden Untersuchungen der spezifischen Massenbilanz auf Gletschern mit einem dichten Netz aus Messpunkten durchgeführt. Fountain and Vecchia (1999) sowie Cogley (1999) zeigen, dass auch ein reduziertes Netz von Messpegeln gute Resultate liefern kann. Entscheidend ist die Wahl repräsentativer Messpunkte. Diese Messpunkte zu finden ist bereits sehr anspruchsvoll.

Gegenüber einigen indirekten Methoden hat die direkte glaziologische Methode den Vorteil, dass sie Messungen der Massenbilanz in Teilbereichen des Gletschers ermöglicht. Die entscheidenden Vorteile der direkten glaziologischen Methode sind jedoch ihre Genauigkeit und die sehr hohe zeitliche Auflösung. Messungen mit Stangen erlauben die Bestimmung der lokalen Massenbilanz zwischen beliebigen Zeitpunkten und mit einer maximalen Auflösung von ein bis zwei Tagen. Heute werden teilweise Ultraschall-Messgeräte verwendet, sie ermöglichen eine Beobachtung der Veränderungen an der Gletscheroberfläche im 30 Minuten Takt (Oerlemans 2001: 42).

**Indirekte Methoden:** Um den Aufwand zur Ermittlung von spezifischen Massenbilanzen zu reduzieren, wurden mit der Zeit eine Anzahl indirekter Methoden entwickelt. Dabei wird versucht über die Auswertung von Karten, Luft- oder Satellitenbildern Veränderungen der Gletscheroberfläche zu bestimmen.

Die gebräuchlichste indirekte Methode zur Massenbilanzbestimmung ist die geodätische Methode: Zu verschiedenen Zeitpunkten erstellte Karten oder digitale Geländemodelle werden verglichen und die flächendeckenden Veränderungen an der Gletscheroberfläche berechnet. Aus den berechneten Flächen- und Dickenveränderungen kann die Volumenveränderung ermittelt werden. Für das Akkumulationsgebiet müssen Annahmen zur Dichte der Schneedecke vorgenommen werden. Die Genauigkeit der geodätischen Methoden hängt in erster Linie von der Genauigkeit des verwendeten Kartenmaterials oder Höhenmodells ab. Meistens ist es nur sinnvoll über mehrere Jahre eine mittlere spezifische Massenbilanz zu ermitteln. Die geodätische Methode berücksichtigt die Gletscherbewegung nicht, daher kann sie nur zur Ermittlung der Gesamtbilanz eines Gletschers Anwendung finden: Die Höhenänderung an einem einzelnen Punkt des Gletschers wird durch Massenbilanz und Gletscherbewegung gesteuert, die spezifische Massenbilanz eines Gletschers wird hingegen alleine von der Massenbilanzverteilung an seiner Oberfläche beeinflusst.

Eine Weiterentwicklung der geodätischen Methoden stellt die gletschermechanische Methode dar. Im Gegensatz zur geodätischen Methode kann mit ihr die Massenbilanz für Teilbereiche eines Gletschers oder für einzelne Punkte ermittelt werden. Dazu muss die Höhenänderung an der Gletscheroberfläche und das Fliessverhalten des Gletschers bekannt sein. Die Höhenänderung wird - ähnlich der geodätischen Methode - mit Fernerkundungsmethoden ermittelt, das Fliessfeld eines Gletschers wird durch Messung oder durch Modellierung bestimmt. Wenn die vertikalen und horizontalen Geschwindigkeiten an der Gletscheroberfläche bekannt sind, kann aus der totalen Höhenänderung an jedem Punkt des Gletschers die lokale Massenbilanz ermittelt werden. Die zeitliche Auflösung der gletschermechanischen Methode hängt vor allem von der Verfügbarkeit der Fernerkundungsdaten ab. Ein grosser Vorteil der gletschermechanischen Methode ist eine sehr hohe räumliche Auflösung wie sie durch direkte Felmessungen nicht erreicht werden kann. Arbeiten zur Gletschermechanischen Methode wurden verfasst von Kääh und Funk (1999) am Beispiel des Griesgletschers und Bauder (2001) am Beispiel des Unteraargletschers. Bis anhin konnten mit gletschermechanischen Methoden keine zufriedenstellenden Resultate erzielt werden (Bauder 2001: 151).

Zu den indirekten Methoden gehört auch die hydrologische Methode: Über Abfluss-, Niederschlags- und Verdunstungswerte wird versucht die spezifische Massenbilanz eines Gletschers als Residuum zu bestimmen. Wie bei der geodätischen Methode resultiert nur eine Bilanz für den ganzen Gletscher. Die Genauigkeit der hydrologischen Methode wird allgemein als eher gering eingeschätzt weil Niederschlagsverteilung und Verdunstung wenig genau bekannt sind.

Jeder der vorhergehenden aufgelisteten Methoden besitzt Stärken und Schwächen. Werden die verschiedenen Methoden kombiniert, können einige die Strken sich gegenseitig ergänzen. Beispielsweise können lokale Massenbilanzen in Spaltenzonen nicht mit der direkten glaziologischen Methode gemessen werden. Mit Hilfe die geodätische Methode können, wenn auch mit grober zeitlicher Auflösung, Veränderungen in Spaltenzonen bestimmt werden. Ebenfalls kann diegeodätische Methode genutzt werden um in grösseren Zeitabständen die Messungen mit der direkten glaziologischen Methode zu überprüfen.

### 2.3.5. Modellierung der Gletscher-Massenbilanz

Das im folgenden Abschnitt erläuterte Massenbilanzmodell ist in Kuhn (1980) dargestellt.

Addition von Gleichung (3) zu Gleichung (4) ergibt die lokale Massenbilanz:

$$b = c - a = P_{solid} + P_{stored} - M + D_C - V + D + D_L - D_K \quad (8)$$

Für Gletscher ausserhalb trockener Klimazonen kann nach Kuhn (1980: 6) Kondensation und Verdunstung vernachlässigt werden. Schneedrift kann negativ oder positiv ausfallen. Beeinflussung der lokalen Massenbilanz durch Lawinen oder durch Kalben wird nicht beachtet. Kuhn nähert  $P_{solid}$  durch  $P_{total}$  an, auf diese extreme Vereinfachung wird im Folgenden verzichtet. Gleichungen (3), (4) bzw. (8) vereinfachen sich zu:

$$c = P_{solid} + D \quad \text{und} \quad a = M \quad (9)$$

bzw:

$$M = P_{solid} + D - (c - a) = P_{solid} + D - b \quad (10)$$

Betrachten wir nun die Energiebilanz an der Gletscheroberfläche. Für einen temperierten Gletscher mit schmelzender Oberfläche kann in Gleichung (1) die Terme  $P_{\text{stored}}$ ,  $W_G$  und  $L_E$  vernachlässigt werden, zusätzliches Umformen ergibt:

$$R + H = \sum E \quad (11)$$

wobei  $\sum E$  [W/m<sup>2</sup>] den Energiefluss darstellt der für die Schmelze zur Verfügung steht. Wenn der Energiefluss  $\sum E$  an der Eisoberfläche für die Dauer der Schmelze  $\tau$  wirkt, dann folgt:

$$M = \frac{\tau}{L} \sum E \quad [\text{kg m}^{-2}] \quad (12)$$

$L$  ist die Schmelzwärme von Eis (334 kJ /kg).

Die Gleichung der lokalen Massenbilanz (9) und die Energiebilanz-Gleichung (11) können kombiniert werden mit der Hilfe der Gleichung (12):

$$P_{\text{solid}} + D - (c - a) = \frac{\tau}{L} \sum E \quad [\text{kg m}^{-2}] \quad (13)$$

Unter Vorbehalt der getroffenen Vereinfachungen ist die Bilanz-Gleichung (13) gültig für jeden Punkt der Gletscherfläche. An der Gleichgewichtslinie gilt per Definition  $c - a = 0$  und die Bilanz-Gleichung vereinfacht sich zusätzlich:

$$P_{\text{solid}} + D = \frac{\tau}{L} \sum E = c = a \quad (14)$$

Die benötigte Energie für die Schmelze wird von der Strahlungsbilanz und vom turbulenten Wärmefluss bereitgestellt. Letzterer lässt sich parametrisieren als eine Funktion  $C_k$  die ihrerseits abhängt von der Differenz zwischen der Temperatur  $t_a$  in der freien Atmosphäre (außerhalb des thermalen Einflusses des Gletschers) in der Höhe  $h$  und der Temperatur der Gletscheroberfläche  $t_{sf}$  auf der gleichen Höhe  $h$ . Wir nehmen den einfachsten möglichen Fall an und setzen  $t_{sf} = 0$  °C sowie  $C_k = \text{konstant}$ . Für jede Höhe  $h$  der Gletscheroberfläche gilt:

$$P_{\text{solid}}(h) + D(h) = c(h) = \frac{\tau}{L} (R(h) + C_k(t_a(h) - t_{sf})) + b(h) \quad (15)$$

und für ausgeglichene Jahre gilt an der ELA (=  $ELA_0$ ):

$$c_{ELA_0} = \frac{\tau}{L} (R(ELA_0) + C_k(t_a(ELA_0) - t_{sf})) \quad (16)$$

## 2.4. Der Massenbilanzgradient

So wie mit der ELA eine Höhe definiert ist für die am Ende der Schmelzperiode aus allen stattfindenden Akkumulations- und Ablationsprozessen eine spezifische Bilanz von Null resultiert, kann jedem anderen Höhenbereich eines Gletschers am Ende der Schmelzperiode eine

spezifische Bilanz zugewiesen werden. Das Massenbilanzprofil  $B(h,T)$  ist die Funktion, welche die spezifische Bilanz jedes Höhenintervalls in Abhängigkeit von Höhe und Zeit beschreibt. Das Massenbilanzprofil zeigt für jede Höhenstufe  $h$  im Zeitraum  $T$  einen gemittelten Wert aller stattfindenden Akkumulations- und Ablationsprozesse, es ermöglicht aus diesem Grund nur eine ungenaue Aussage über die spezifische Bilanz eines Punktes (im Zeitraum  $T$  mit Höhe  $h$ ) an der Gletscheroberfläche.

In Abbildung 3 ist eine Auswahl verschiedener, über mehrere Jahre gemessener und gemittelter Massenbilanzprofile zusammengestellt. Der Verlauf eines Massenbilanzprofils hängt primär von den Höhengradienten der Klimafaktoren ab, welche die Massenbilanz über die oberflächliche Energiebilanz steuern (siehe Kapitel 2.4.1). Lokale Einflüsse, klimatischer und topographischer Natur, führen zu starker Modifizierung des klimatisch vorgegebenen Verlaufes des Massenbilanzprofils. Exposition, Neigung, Abschattung und Lage jeder einzelnen Höhenstufe sind nur einige der Faktoren die jedem Gletscher ein individuelles Massenbilanzprofil verleihen. Selbst Gletscher die nur wenige Kilometer voneinander entfernt sind, können deutlich abweichende Massenbilanzprofile aufweisen: man vergleiche beispielsweise in Abbildung 3 das Massenbilanzprofil des Griesgletschers mit jenem des nur 15 Kilometer entfernten Rhonegletschers. Eine Massenbilanz von +4 mwe in den höchsten Regionen des Rhonegletschers kann fast nur durch ausergewöhnlich intensive lokale Schneedrift erklärt werden.

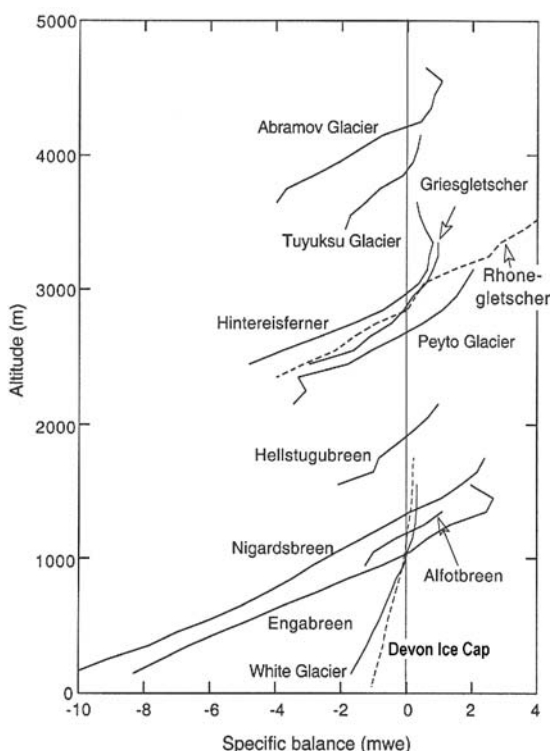


Abb. 3: Beispiele gemessener Massenbilanzprofile. Die Kurven repräsentieren Mittelwerte von mehrjährigen Messreihen. Zur Verdeutlichung sind die Profile des Rhonegletschers und der Devon Ice Cap gestrichelt (Grafik verändert nach Oerlemans 2001).

Bei der Betrachtung von Abbildung 3 fällt auf, dass die Massenbilanzprofile unterhalb der  $ELA_0$  einen deutlich einheitlicheren Verlauf zeigen als oberhalb der Gleichgewichtslinie. Alle Gletscher mit Ausnahme von Tuyuksu, Hellstugubreen, White und Devon zeigen eine relativ ähnliche geneigte, mehr oder weniger lineare Abnahme der spezifischen Bilanz unterhalb ihrer Gleichgewichtslinien. Die mittlere Neigung des Massenbilanzprofils im Ablationsgebiet wird als Massenbilanzgradient bezeichnet.

Aus Abbildung 4 ist ersichtlich, dass sich das Massenbilanzprofil in Jahren mit unterschiedlicher Bilanz für alle Werte von  $h$  um einen ähnlichen Betrag verschiebt, (besonders deutlich



ausgeprägt zu sehen bei den Gletschern Nigardsbreen und Hintereisferner). Der Peyto Glacier zeigt in seinem Akkumulationsgebiet deutliche Abweichungen, unterhalb der ELA verlaufen auch auf diesem Gletscher die Massenbilanzprofile mehr oder weniger parallel. Anders präsentiert sich die Situation auf dem White Glacier (Kanadische Arktis, 79 °n. Br.). Im Gegensatz zu den temperierten Gletschern Nigardsbreen, Peyto und Hintereisferner handelt es sich beim White Glacier um einen hochkontinentalen Gletscher ( $MAAT_{ELA0} < -20\text{ °C}$ , WGMS 2001). Prozesse wie Verdunstung, Sublimation und Aufwärmen des kalten Eis spielen unter den Ablationsprozessen eine entscheidende Rolle.

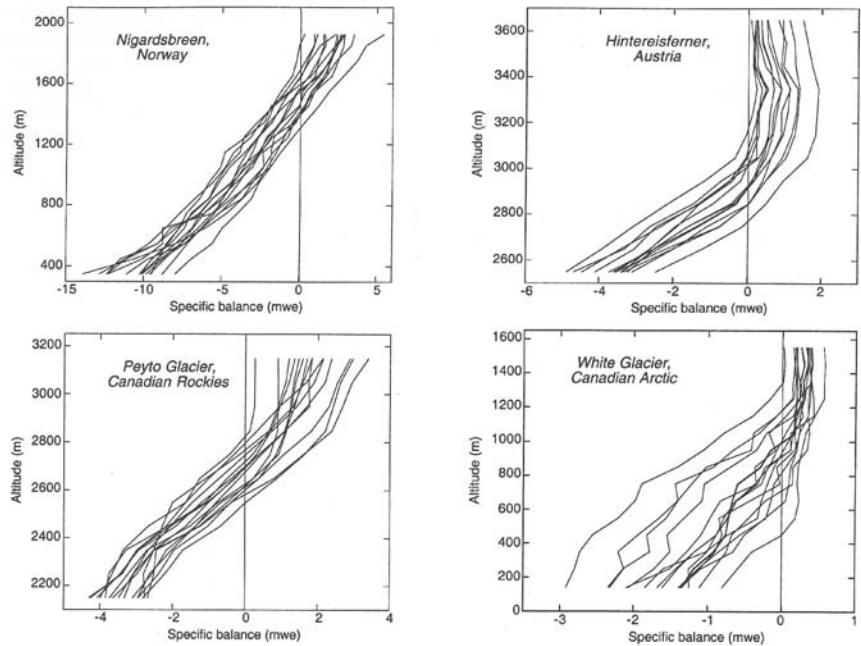


Abb. 4: Massenbilanzprofile für verschiedene Jahre, gemessen an Gletschern unterschiedlicher Klimazonen. Jede der Grafiken ist zusammengestellt aus den Kurven der Massenbilanzverteilungen für 15 Jahre. (Oerlemans 2001)

Betrachten wir in Abbildung 4 den Massenbilanzgradient. Auf allen vier Gletschern ist er von Jahr zu Jahr nahezu konstant. Besonders gering sind die Abweichungen auf den temperierten Gletschern, doch selbst auf dem White Glacier erfährt der Massenbilanzgradient, ungeachtet der von Jahr zu Jahr stark abweichenden Massenbilanzprofile, eher geringe Veränderungen.

#### 2.4.1. Einfluss des Klimas auf den Massenbilanzgradienten

Das von Kuhn (1980) aufgestellte einfache Massenbilanzmodell (siehe Kap. 2.3.5) beschreibt unter einigen Vereinfachungen die Bilanz für jeden Punkt der Gletscherfläche: In Gleichung (15) (siehe Kapitel 2.3.5) sind die wesentlichen Klimafaktoren enthalten welche die Massenbilanz steuern. Über die Ableitung von Gleichung (15) nach  $T$  und  $h$  und Falllassen der Annahme  $\tau = \text{konstant}$ , lässt sich der Massenbilanzgradient bestimmen. Einsetzen von  $\dot{b} = db/dt$  und  $\dot{c} = dc/dt$  ergibt:

$$\dot{b} = \dot{c} - \frac{R}{L} - \frac{C_k}{L}(t_a - t_{sf}) \quad [\text{kg m}^{-2} \text{ day}^{-1}] \quad (17)$$

Die Ableitung nach der Höhe stellt den Massenbilanzgradienten pro Berechnungseinheit (Tag) dar:

$$\frac{\partial \dot{b}}{\partial h} = \frac{\partial \dot{c}}{\partial h} - \frac{1}{L} \cdot \frac{\partial R}{\partial h} - \frac{C_k}{L} \cdot \frac{\partial(t_a - t_{sf})}{\partial h} \quad (18)$$

Gleichung (18) kann nun auf den Einfluss der verschiedenen Klimafaktoren untersucht werden. Als erstes wird deutlich, dass der Massenbilanzgradient von der Zeit abhängt:

$$\frac{\partial b}{\partial h} = \int_0^{\tau} \frac{\partial \dot{b}}{\partial h} dt \quad (19)$$

$\partial b / \partial h$  stellt den Massenbilanzgradienten pro Jahr dar. Je grösser der Anteil der Schmelzperiode  $\tau$  am gesamten Bilanzjahr ist, desto grösser wird auch der Massenbilanzgradient. Dies ist einer der Gründe, wieso Massenbilanzgradienten tropischer oder stark maritimer Gletscher so hoch sind. Die Schmelzperiode dauert in den Alpen zwischen 80 und 120 Tagen, auf Gletschern Neuseelands dauert sie bis zu 270 Tage. Die Dauer der Schmelzperiode im Ablationsgebiet eines Gletschers hängt stark von der Amplitude des jährlichen Temperaturganges ab. Je kleiner die Amplitude, desto länger dauert die Schmelzperiode. Für den Extremfall einer Amplitude von 0 °C dauert die Schmelzperiode im Ablationsgebiet eines Gletschers 365 Tage. Auch die Niederschlagsmengen beeinflussen die Dauer der Ablationsperiode im Ablationsgebiet: Wo auf Gletschern sehr hohe Niederschläge fallen, reichen ihre Zungen in tief gelegene Zonen mit Temperaturen die selten oder nie unter 0 °C sinken.

Aus dem Massenbilanzgradienten pro Tag kann der Massenbilanzgradient pro Schmelzperiode einfach errechnet werden indem wir Gleichung (18) mit der Dauer der Schmelzperiode multiplizieren. Der Anteil des turbulenten Wärmetransfer am Massenbilanzgradienten lässt sich unter der Annahme  $t_{sf} = 0$  °C,  $C_k = 1.7 \text{ MJ m}^{-2} \text{ °C}^{-1} \text{ day}^{-1}$  und  $L = 0.335 \text{ MJ/kg}$  abschätzen. (Die Terme des Strahlungs- und Akkumulationsgradienten in Gleichung (18) werden anschliessend getrennt analysiert).

$$-\frac{C_k}{L} \cdot \frac{\partial t_a}{\partial h} < 0.032 \quad [kg \text{ m}^{-2} \text{ m}^{-1} \text{ day}^{-1}] \quad (20)$$

$\partial t_a / \partial h$  ist der Temperaturgradient in der freien Atmosphäre und wird mit 0.0063 °C /m eingesetzt. Für tropische Gletscher mit einer Schmelzdauer von 365 Tagen ergibt sich ein Anteil von 0.032 multipliziert mit 365: 11.7 kg m<sup>-2</sup> m<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>, für Alpengletscher mit einer Schmelzdauer von 100 Tagen resultiert 3.2 kg m<sup>-2</sup> m<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>. Der totale Massenbilanzgradient bewegt sich auf dem tropischen Meren Glacier in Papua Neuguinea um 25 kg m<sup>-2</sup> m<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup> (Allison and Bennett 1976), auf den stark maritimen neuseeländischen Gletschern Ampère und Tasman um 20 kg m<sup>-2</sup> m<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup> (Vallon 1978) und in den Alpen zwischen 5 und 10 kg m<sup>-2</sup> m<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>. Grob lässt sich abschätzen, dass der turbulente Wärmetransport für ein Drittel bis zur Hälfte des gesamten Massenbilanzgradienten verantwortlich ist.

Auf Gletschern die sich über einen genügend weiten Höhenbereich erstrecken, kann während der Schmelzperiode in hochgelegenen Regionen Schnee fallen, welcher in tiefer gelegenen Regionen als Regen niedergeht. Kuhn analysiert diesen Effekt am Beispiel des Hintereisferners in Österreich. Für die Periode Juni bis September rechnet er mit 500 kg/m<sup>2</sup> Niederschlag, welcher auf der Zunge in 2500 m Höhe als Regen fällt und in den Gipfelregionen um

3500 m als Schnee fällt. Daraus erhöht sich der Massenbilanzgradient um  $0.5 \text{ kg m}^{-2} \text{ m}^{-1}$  in 120 Tagen. Kuhn erwähnt den Albedo Effekt nicht, Schnee hat ungefähr eine doppelt so hohe Albedo wie die Gletscherzunge. Weil während der Sommermonate die Schmelze vorwiegend durch kurzwellige Einstrahlung erfolgt, kann in einer groben Abschätzung von einer Verdoppelung des Anteils am gesamten Massenbilanzgradienten auf  $1 \text{ kg m}^{-2} \text{ m}^{-1}$  ausgegangen werden. Wiederum viel deutlicher ausgeprägt ist der Effekt auf tropischen Gletschern: auf dem Meren Glacier fällt der gesamte jährliche Niederschlag von ca.  $3000 \text{ kg m}^{-2} \text{ m}^{-1}$  (Allison & Bennett 1976) als Schnee im Akkumulationsgebiet und als Regen im Ablationsgebiet, der gesamte Massenbilanzgradient erhöht sich folglich um ca.  $10 \text{ kg m}^{-2} \text{ m}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ .

Nach Kuhn verändert sich die jährliche Akkumulation nur wenig mit der Höhe, vorausgesetzt ein deutlicher saisonaler Temperaturgang ist vorhanden. Demzufolge verzichtet er auf den Einbezug eines Niederschlagsgradienten.

Der Einfluss der vertikalen Schneedrift auf den gesamten Massenbilanzgradienten ist nach Kuhn vor allem im Akkumulationsgebiet wichtig, doch ist Schneedrift schwer zu messen und ein Versuch einer genauen Abschätzung erübrigt sich daher.

Die Bedeutung der Strahlung für den gesamten Massenbilanzgradienten lässt sich analysieren, indem Gleichung (2) nach der Höhe abgeleitet wird:

$$\frac{\partial R}{\partial h} = (1 - \alpha) \frac{\partial Q}{\partial h} - Q \frac{\partial \alpha}{\partial h} + \frac{\partial I_i}{\partial h} + \frac{\partial I_o}{\partial h} \quad (21)$$

$\partial I_o / \partial h$  wird Null für eine schmelzende Oberfläche,  $\partial I_i / \partial h$  hängt teilweise von der Temperatur ab und bewegt sich um  $-2 \text{ kJ m}^{-2} \text{ m}^{-1} \text{ day}^{-1}$  unter alpinen Bedingungen, während  $\partial Q / \partial h$  etwa  $2.5 \text{ kJ m}^{-2} \text{ m}^{-1} \text{ day}^{-1}$  beträgt bei einer mittleren Globalstrahlung von  $20 \text{ MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$  (Kuhn 1979). Der Albedogradient wird im Akkumulationsgebiet vernachlässigt, unterhalb der ELA kann er mit  $10^{-3} \text{ m}^{-1}$  bei einer mittleren Albedo von 0.5 grob abgeschätzt werden. Diese Beispielwerte können in Gleichung (21) eingesetzt werden. Beide Seiten werden durch L geteilt, es resultiert:

$$-\frac{1}{L} \cdot \frac{\partial R}{\partial h} = -0.004 + 0.06 + 0.006 \quad [\text{kg m}^{-2} \text{ m}^{-1} \text{ day}^{-1}] \quad (22)$$

oder für eine Schmelzperiode von 100 Tagen:

$$-\frac{1}{L} \cdot \frac{\partial R}{\partial h} = -0.4 + 6 + 0.6 \quad [\text{kg m}^{-2} \text{ m}^{-1} \text{ yr}^{-1}] \quad (23)$$

Die Dominanz des Albedo-Terms ist deutlich, der Gradient der Albedo hat ähnlichen Einfluss auf den gesamten Massenbilanzgradienten wie der turbulente Wärmetransfer.

Ob sich die inneralpinen Klimaunterschiede auch in den Massenbilanzgradienten widerspiegeln, lässt sich aus Kuhn's Überlegungen kaum herleiten. Kuhn (1980) verwendet einen sehr einfachen Modellansatz zur Begründung des Klimaeinflusses auf den Massenbilanzgradienten. Er veranschaulicht seine Überlegungen mit dem Vergleich gemäßigter und stark maritim geprägter Gletscher. Die klimatischen Unterschiede zwischen Neuseeländischen Gletschern und Gletschern der Alpen sind im Vergleich zu inneralpinen Klimaunterschieden sehr gross (siehe Tabelle 4). Verwendet man das selbe Modell für Analysen mit deutlich kleineren Klimaunterschieden, dann ist zu erwarten dass die Modellgenauigkeit nicht mehr genügt. Kuhn

klammert lokale Faktoren wie Schneedrift, Abschattung und Exposition aus. Gerade diese Faktoren könnten in den Alpen Unterschiede zwischen den Massenbilanzgradienten massgeblich verursachen.

Für eine grössere Anzahl von Gletschern existieren jährlich im Auftrag des WGMS (World Glacier Monitoring Service) erhobene Massenbilanzen (WGMS 1996-2001). Ein Blick auf die Massenbilanzgradienten der insgesamt 50 jährlich untersuchten Gletscher in weltweit 10 Gebirgsregionen zeigt deutlich, dass die überwiegende Mehrheit der Gletscher Massenbilanzgradienten zwischen 0.7 und 1 m aufweisen. In diese Klasse gehören neben allen Alpen-gletschern auch kontinentale Gletscher wie der Abramov Gletscher im Kirgisischen Tien-Shan (Massenbilanzgradient ca.  $0.9 \text{ m } 100\text{m}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ) sowie maritim geprägte Gletscher wie der Nigardsbreen in Norwegen (Massenbilanzgradient ca.  $0.9 \text{ m } 100\text{m}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ). Nur ausgeprägt kontinentale Gletscher (White Glacier, Kanadische Arktis, Massenbilanzgradient ca.  $0.3 \text{ m}/100\text{m}$ ) und ausgesprochen maritime Gletscher zeigen tiefere oder höhere Massenbilanzgradienten.

#### 2.4.2. Betrachtungen zum Flächenverhältnis zwischen Akkumulations- und Ablationsgebiet

Das AAR (Accumulation Area Ratio) bezeichnet den Anteil des Akkumulationsgebietes an der Gesamtfläche. Entsprechend bezeichnet  $\text{AAR}_0$  das Flächenverhältnis bei ausgeglichener Bilanz. In der Literatur wird das Verhältnis der Fläche des Ablationsgebietes zur Fläche des Akkumulationsgebietes bei ausgeglichener spezifischer Massenbilanz häufig mit 2:1 ( $\text{AAR}_0$  0.67) angegeben. Diese Angabe beruht auf der Untersuchung von Gross et al. (1978: 231) auf sechs Gletschern der Ostalpen. Allgemein wird betont, dass dies ein durchschnittlicher Wert ist, der von Gletscher zu Gletscher variiert. Ferner wird erwähnt, dass kontinentale Gletscher einen höheren Anteil an Akkumulationsgebiet besitzen und maritime Gletscher einen tieferen Anteil an Akkumulationsgebiet. Diese Erklärungen vermögen nicht zu befriedigen. Wohl weisen arktische oder kontinentale Gletscher tendenziell hohe Anteile an Akkumulationsgebiet auf (White Glacier, Kanadische Arktis:  $\text{AAR}_0$  0.72 oder Maliy Aktru, Russischer Altai:  $\text{AAR}_0$  0.7, WGMS 1996-2001). Widersprüchlich ist allerdings, dass der sehr maritim geprägte Franz-Josef Gletscher in Neuseeland (Jahresniederschlag an der  $\text{ELA}_0$ : 8 - 15 m, Hooker and Fitzharris 1999) ein  $\text{AAR}_0$  von 0.8, oder anders ausgedrückt ein Flächenverhältnis von vier Teilen Akkumulationsgebiet zu einem Teil Ablationsgebiet besitzt (eigenhändige Berechnung anhand von Daten zur Hypsographie und  $\text{ELA}_0$ , Oerlemans 2001: 98).

Mit folgender Ueberlegung kann gezeigt werden, dass die Anteile von Akkumulations- und Ablationsgebiet an der Gesamtfläche eines Gletschers nur vom Verlauf des Massenbilanzprofils, von der Neigung und von der Hypsographie des Gletschers abhängen. Die beiden letzteren Faktoren werden weitgehend von der Topographie bestimmt, das Massenbilanzprofil wird in erster Linie vom Klima gesteuert. Die Kurve der Massenbilanzverteilung in einer allgemeinen Form lautet:

$$B(h, t) = B_0(h) + dB(t) + q \quad (24)$$

wobei  $B_0(h)$  die Referenzkurve für eine mittlere ausgeglichene spezifische Massenbilanz darstellt,  $dB(t)$  eine Bilanzstörung abhängig von der Zeit beschreibt. Der Faktor  $q$  steht für alle Terme höherer Ordnung. Variationen von Jahr zu Jahr interessieren in diesem Fall nicht, wir betrachten ausschliesslich eine mittlere Massenbilanzkurve über ein Jahr für das der Gletscher im Gleichgewicht ist:

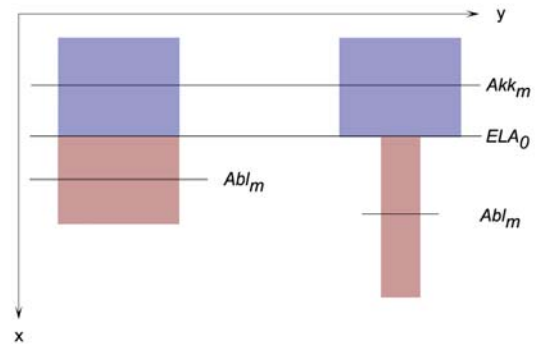
$$B(h) = B_0(h) \quad (25)$$

entsprechend gilt bei Gleichgewicht:

$$\bar{B} = 0 = \int B_0(h) \cdot g(h) \, dh \quad (26)$$

Die Funktion  $B_0(h)$  kann auf dem Gletscher nur aus Punktmessungen interpoliert werden und ist nie mit abschliessender Genauigkeit bekannt (siehe Kapitel 2.3.4). Die Funktion der Hypsographie ist mit  $g(h)$  gegeben. Sie beschreibt die Verteilung der Gletscherfläche in Abhängigkeit der Höhe. Im Unterschied zu  $B_0(h)$  kann  $g(h)$  aus Kartenmaterial mit guter Genauigkeit bestimmt werden. Anhand eines einfachen Schemas kann der Einfluss von  $B_0(h)$ ,  $g(h)$  und der Neigung  $\gamma$  auf das AAR erläutert werden.

Abb. 5: Schematische Gletscher. Die beiden Gletscher sind mit Ausnahme der Form ihres Ablationsgebietes vollkommen identisch. Violett: Akkumulationsgebiet, rötlich: Ablationsgebiet.  $Abl_m$  bzw.  $Akk_m$  bezeichnen die durchschnittliche Bilanz im Ablations- bzw. Akkumulationsgebiet. Die x- und y Achse stehen für Längen- und Breitenausdehnung der beiden Gletscher.



Die zwei schematischen Gletscher in Abbildung 5 unterscheiden sich alleine in der Form ihres Ablationsgebietes. Die Neigung der Gletscheroberfläche in Akkumulations- und Ablationsgebiet  $\gamma_{akk}$  und  $\gamma_{abl}$  sind je identisch.  $B_0(h)$  ist für beide Gletscher in einer vereinfachten Form gegeben: Das Massenbilanzprofil weist für das Akkumulations- und für das Ablationsgebiet je einen linearen Gradienten  $B_0(akk)$  bzw.  $B_0(abl)$  auf.  $B_0(abl)$  stellt den Massenbilanzgradienten dar. Der Gradient unterhalb der  $ELA_0$  ist grösser als der Gradient oberhalb der  $ELA_0$ . Für beide schematischen Gletscher mit konstanten Neigungen  $\gamma_{akk}$  und  $\gamma_{abl}$  und konstanter Breite  $y_{akk}$  des Akkumulationsgebietes sowie konstanter Breite  $y_{abl}$  des Ablationsgebietes gilt:

$$B_{h_{max}}/2 = Akk_m = \text{mittlere lokale Massenbilanz im Akkumulationsgebiet und}$$

$$B_{h_{min}}/2 = Abl_m = \text{mittlere Massenbilanz im Ablationsgebiet.}$$

Die Variablen  $x_{abl}$  und  $x_{akk}$  bezeichnen die Länge von Ablations- bzw. Akkumulationsgebiet. Gleichung (26) lässt sich für die Gleichgewichtssituation umformulieren:

$$\frac{B(h_{max})}{2} y_{akk} x_{akk} = - \left( \frac{B(h_{min})}{2} y_{abl} y_{abl} \right) \quad (27)$$

wobei

$$h_{min} = x_{abl} \sin \gamma_{abl} \quad (28)$$

$$h_{max} = x_{akk} \sin \gamma_{akk} \quad (29)$$

In einem numerischen Beispiel sollen in Gleichung (27) nur die Faktoren  $\gamma$  und  $x_{abl}$  variiert werden und ihr Einfluss auf das AAR kann aufgezeigt werden. Das Akkumulationsgebiet wird als konstant angesehen:  $B_{akk} = (B(h_{max})/2)y_{akk}x_{akk}$ . Gleichung (27) kann umgeschrieben werden:

$$\frac{2B_{akk}}{B_0(abl)x_{abl}^2 \sin \gamma} = y_{abl} \quad (30)$$

Wir setzen  $\gamma_{akk} = \text{konst.}$ ,  $\text{Akk}_m = 0.5 \text{ m we}$ ,  $y_{akk} = x_{akk} = 1000 \text{ m}$ . Daraus folgt  $B_{akk} = 500'000 \text{ m}^3$  (im Akkumulationsgebiet akkumulieren sich im Lauf eines Jahres  $500'000 \text{ m}^3 \text{ we}$ ). Für das Ablationsgebiet nehmen wir  $B_0(abl) = 1 \text{ m}/100 \text{ m} = 0.01 \text{ m/m}$  und wir testen das simple Modell mit einigen Werten für  $x_{abl}$ . Der Anteil des Akkumulationsgebietes an der Gesamtfläche ist gegeben als:  $AAR = (x_{akk}y_{akk})/(x_{akk}y_{akk} + x_{abl}y_{abl})$

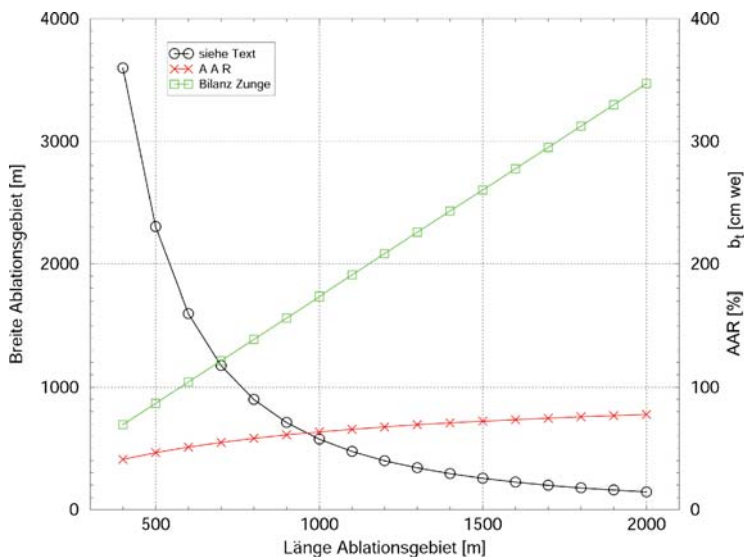


Abb. 6: AAR,  $b_l$  und  $y_{abl}$  in Abhängigkeit von  $x_{abl}$ .

Die numerische Simulation zeigt: ein Gletscher mit schmaler Zunge reicht, bei identischer Neigung der Gletscheroberfläche, weiter hinab als ein Gletscher mit breiter Zunge. Die Fläche des Ablationsgebietes ist bei schmaler Zunge jedoch kleiner. Zusätzlich liesse sich  $\gamma_{abl}$  variieren: Je steiler  $\gamma_{abl}$ , desto tiefer reicht der Gletscher hinab, die Fläche des Ablationsgebiet ist kleiner bei grösserem  $\gamma_{abl}$ . In einem nächsten Schritt könnte  $B_0(abl)$  variiert werden, doch es ist klar, dass ein steilerer Gradient zu verkleinertem Ablationsgebiet führt. Ebenfalls könnte die Restriktion des unveränderten Akkumulationsgebiet aufgehoben werden: alle am Beispiel des Ablationsgebietes gemachten Aussagen gelten in umgekehrter Form: ein langes und schmales Akkumulationsgebiet führt zu hoher  $\text{Akk}_m$  usw.

Abschliessend soll noch einmal das einleitend erwähnte Beispiel des Franz-Josef Gletschers angesprochen werden. Der stark maritim geprägte Gletscher ist ein gutes Beispiel wie Klima und Topographie das  $\text{AAR}_0$  bestimmen: Der Gletscher hat ein sehr breites Akkumulationsgebiet, das Ablationsgebiet ist vergleichsweise sehr schmal (siehe Abb. 7). Die durchschnittliche Neigung im Ablationsgebiet ist grösser als im Akkumulationsgebiet.  $B_0(abl)$  ist ungleich steiler als  $B_0(akk)$  (Oerlemans 2001: 85). Es resultiert für den Gletscher ein  $\text{AAR}_0$  von 0.8. Der im Rahmen dieser Arbeit untersuchte Obere Grindelwaldgletscher weist eine sehr ähnliche Hypsographie auf. Zwar ist der Massenbilanzgradient auf dem Oberen Grindelwaldgletscher tiefer als auf dem neuseeländischen Gletscher, doch  $\gamma_{abl}$  des Alpengletschers ist doppelt so gross.

Das  $AAR_0$  des Oberen Grindelwaldgletschers dürfte demzufolge relativ hoch sein.  $B_0(akk)$  ist jedoch vollständig unbekannt und könnte, falls steil, zu einem kleineren  $AAR_0$  führen.

Auf kontinentalen Gletschern gilt häufig  $B_0(abl) \gg B_0(akk)$ , daher weisen kontinentale Gletscher tendenziell hohe AAR auf. Aufgrund des grossen Einflusses der Topographie kann nicht von einem direkten Zusammenhang zwischen Kontinentalität und dem AAR gesprochen werden.

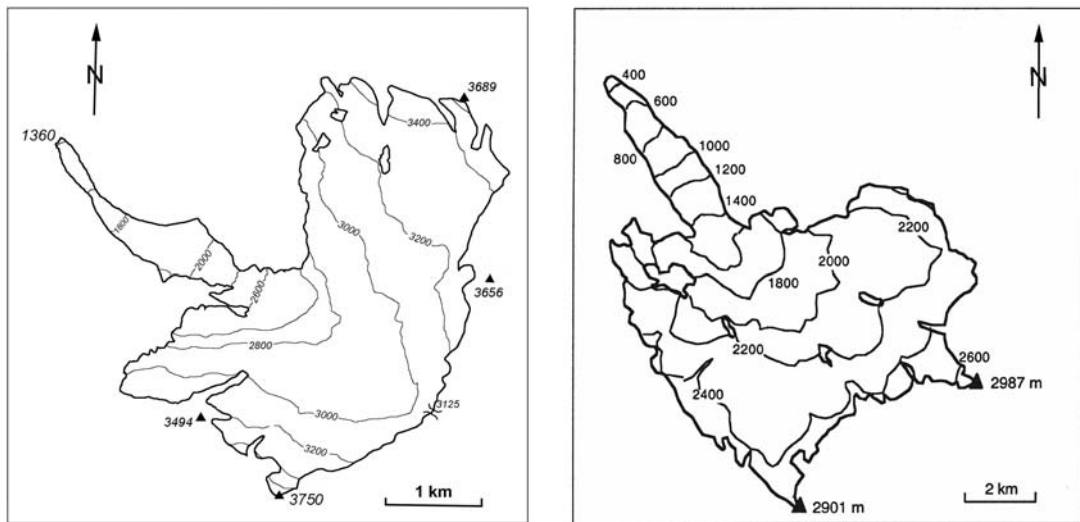


Abb. 7: Umrisse des oberen Grindelwaldgletschers und des Franz-Josef Gletschers. Der Massstab beider Umrisse variiert. (Umriss Franz-Josef Gletscher - Oerlemans 2001: 84)

## 2.5. Reaktion der Gletscher auf Klimaveränderungen

Klimaveränderung wird hier als eine langfristige Änderung von einer oder mehrerer der Klimavariablen (Niederschlag, Strahlung und Temperatur) definiert.

In einfachster Form kann die Reaktion eines Gletschers auf Klimaänderungen analysiert werden anhand eines theoretischen Gletschers mit gleichmässiger Neigung und konstanter Breite, welcher zum Zeitpunkt  $T = T_1$  eine abrupte Klimaänderung erfährt. Die abrupte Klimaverschiebung verändert Akkumulation und Ablation sprunghaft an jeder Stelle der Gletschoberfläche. Dies führt zu einer sprunghaften Veränderung der Massenbilanzrate ( $\dot{b}$ ) und der lokalen Massenbilanz ( $b$ ).

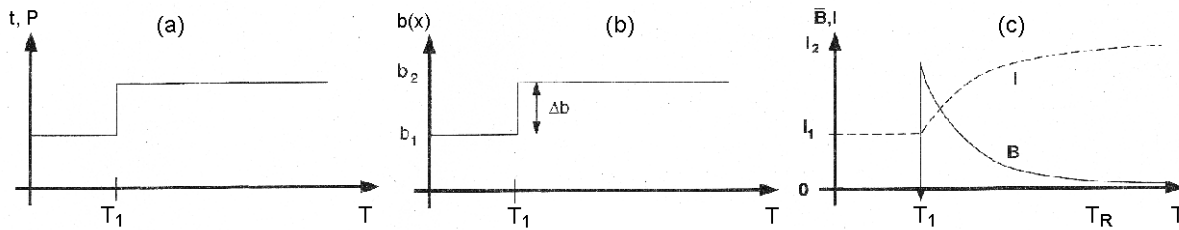


Abb. 8: Reaktion der lokalen Massenbilanz  $b$ , der Gletscherlänge  $l$  und der spezifischen Massenbilanz  $\bar{B}$  auf eine sprunghafte Änderung des Klimas (Niederschlag und/oder Lufttemperatur und/oder Strahlung) zum Zeitpunkt  $T_1$ . Die Klimaänderung hat für jede Stelle des Gletschers den gleichen Betrag. Abbildungen a und b gelten daher für jeden beliebigen Punkt an der Gletscheroberfläche

Vor dem Zeitpunkt  $T = T_1$  befand sich der Gletscher im Gleichgewicht (spezifische Massenbilanz = 0), nach der Klimaänderung ist die spezifische Massenbilanz so lange negativ oder positiv bis der Gletscher ein neues Gleichgewicht gefunden hat: eine Klimaänderung führt nur vorübergehend zu einer Änderung der spezifischen Massenbilanz. Der Gletscher reagiert auf die Veränderung der spezifischen Massenbilanz mit Vorstoss oder Rückzug. Die spezifische Massenbilanz verändert sich mit sukzessiver Längen Anpassung des Gletschers. Der Gletscher verändert seine Länge so weit bis er wieder im Gleichgewicht ist (die spezifische Massenbilanz beträgt wieder null). Ist beispielsweise die anfängliche Änderung der lokalen Massenbilanzen positiv, wird der Gletscher durch Vorstossen neues Ablationsgebiet bilden, bis die Schmelze auf der neu gebildeten Gletscherfläche die Massenbilanzstörung auf der ursprünglichen Fläche ausgleicht.

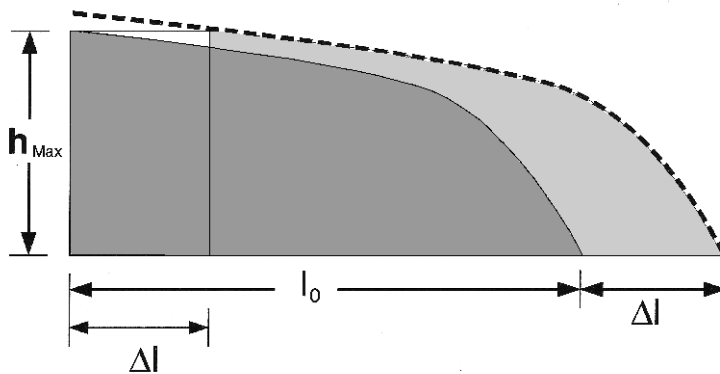


Abb. 9: Nach einer gewissen Zeit  $T_{\text{resp}}$  findet der Gletscher einen neuen Gleichgewichtszustand, die Massenbilanz beträgt wieder null.

Weil der angenommene theoretische Gletscher konstante Breite und konstante Neigung besitzt, hängt die Massenbilanzverteilung nur von der Distanz  $x$  ab. Vor dem Zeitpunkt  $T_1$  befindet sich der Gletscher im Gleichgewicht, es gilt:

$$\int_0^{l_0} b \, dx = 0 \quad \text{falls} \quad T < T_1 \quad (31)$$

$l_0$  steht für die Gletscherlänge vor der Massenbilanzstörung. Zum Zeitpunkt  $T_1$  tritt eine plötzliche Klimaverschiebung ein, die lokale Massenbilanz erfährt eine abrupte Verschiebung um den Betrag  $\partial b(x)$ .



Der neue Gleichgewichtszustand des Gletschers ist folgendermassen beschrieben:

$$\int_0^{l_0 + \delta l} (b(x) + \partial b(x)) dx = 0 \quad \text{falls} \quad T - T_1 \gg T_{react} \quad (32)$$

Wobei  $T_{react}$  = reaction time = Reaktionszeit = Zeit die ein Gletscher benötigt bis zum Einsetzen einer dynamischen Reaktion.

Durch Umformen der Gleichung (32) und streichen von Termen untergeordneter Bedeutung, lässt sich folgender einfacher Zusammenhang herleiten. Für eine ausführliche Herleitung sei auf Gudmundson (2001) und Paterson (1994) verwiesen.

$$l_0 \partial b + b_t \partial l \approx 0 \quad (33)$$

mit  $b_t$  = Schmelze auf der Zunge. Gleichung (33) besagt, dass die ursprüngliche Massenänderung über der ursprünglichen Fläche des Gletschers kompensiert wird mit der Schmelze über der neu gebildeten oder verlorenen Gletscherfläche (siehe Abb. 9). Durch Umformen nach  $\partial l$  oder  $b_t$  lässt sich anhand einer bekannten Massenbilanzänderung die Längenänderung eines Gletscher abschätzen oder anhand einer bekannten Längenänderung die ausschlaggebende Massenbilanzänderung bestimmen.

Die Frage, wie lange es dauert bis ein Gletscher sein neues Gleichgewicht erreicht hat, ist in den vorangehenden Erläuterungen unbeantwortet geblieben: Eine Änderung der Massenbilanz führt zu einer kleinen Änderung der Gletscherdicke im Akkumulationsgebiet und zu einer starken Änderung im Ablationsgebiet. Die Volumendifferenz ( $\partial V$ ) zwischen dem Gleichgewichtszustand vor und irgendwann nach der Massenbilanzänderung lässt sich über:

$$\partial V \approx H_{max} \partial l \quad (34)$$

abschätzen. Wobei  $H_{max}$  die maximale Gletscherdicke darstellt. Die Anpassungszeit ( $T_{resp}$ ) eines Gletschers lässt sich über die Volumenzeitskala (Johannesson 1989) abschätzen:

$$T_{resp} \approx -\frac{H_{max}}{b_t} \quad (35)$$

wobei  $T_{resp}$  = response time = Anpassungszeit = Zeit die verstreicht vom ersten Einsetzen einer dynamischen Reaktion an der Gletscherzunge (ausgelöst durch  $\partial b$ ) bis zum vollständigen Erreichen des neuen Gleichgewicht. Für eine genaue Herleitung sei auf Johannesson (1989) und Gudmundson (2001) verwiesen.

Haeberli und Hölzle (1995) verwenden die oben angeführten Gleichungen (33), (34) und (35) um aufgrund von Längenänderungsdaten die ausschlaggebende Massenbilanzänderung abzuschätzen. Zu diesem Zweck unterteilen sie den Rückzug der Alpengletscher seit 1850 in zwei Abschnitte intensiven Rückzugs (1850 -1900 und 1920 - 1970) an deren Anfang jeweils eine ausschlaggebende plötzliche Klimaänderung stand (die Zweiteilung rechtfertigt sich durch Perioden geringen Gletscherrückzuges von 1900 bis 1920 und 1970 bis 1985). Fünfzig Jahre entspricht etwa der Anpassungszeit für mittelgrosse (Länge 5 - 10 km) Alpengletscher. Zur Vereinfachung rechneten die Autoren rückwärts, d.h. sie starteten 1980 und versuchten

die beiden positiven Massenbilanzänderungen abzuschätzen, welche nötig wären um erneut den Stand von 1850 zu erreichen. Zwei plötzliche, positive Massenbilanzänderungen von 0.5 m führen bei vielen der untersuchten Alpengletscher zu einer sehr ähnlichen modellierten Längenänderung seit 1850 wie sie tatsächlich gemessen wird. Unter der Annahme, dass sich ein Gletscher im Zeitraum  $T_1$  bis  $T_1 + T_a$  linear an das neue Gleichgewicht annähert, resultiert bei einer plötzlichen Massenbilanzveränderung von 0.5 m im gesamten Zeitraum  $T_1$  bis  $T_1 + T_a$  eine mittlere spezifische Massenbilanz von 0.25 m. Der Massenbilanzgradient ist im Modell von Haeberli und Hölzle (1995) eine sensitive Grösse. Über ihn wird die Schmelze an der Zunge abgeschätzt:

$$b_t = ELA_0 - h_{min} \frac{db}{dh} \quad (36)$$

wobei  $h_{min}$  der Höhe der Zunge entspricht. Haeberli und Hölzle verwenden einen einheitlichen Massenbilanzgradienten  $db/dh$  von  $0.75 \text{ m } 100\text{m}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  für alle Alpengletscher.

## 2.6. Klimatische Bedingungen der Schweizer Gletscher

Für die Betrachtung der klimatischen Bedingungen auf Gletschern sind aus einer Vielzahl von Klimadaten diejenigen herauszugreifen, die das Klima am Gletscher optimal widerspiegeln. Klimastationen werden bevorzugt dort aufgestellt wo sich Siedlungen befinden. Siedlungen wiederum liegen nur selten nahe bei Gletschern und in den Alpen nie in Höhenlagen nahe der Gleichgewichtslinien. Obwohl das Klima-Messnetz in den Alpen weltweit die grösste Dichte an Klimastationen im Gebirge aufweist, befinden sich aus oben genannten Gründen nur eine Handvoll Stationen in den Höhenlagen von Gletschern. Des weiteren ist der Niederschlag nach wie vor schwierig zu messen, besonders schwierig gestaltet sich die Niederschlagsmessung im Hochgebirge bei Schneefall und Schneeverfrachtung durch Wind.

	Grindelwald-gletscher	Gotthard-gebiet	Engadin	Walliser Südtäler
$ELA_0$ [m ü. M.]	2700-2900	2800-2900	2900-3100	3100-3300
MAAT [ $^{\circ}\text{C}$ ]	-3	-3	-5	-5 - -6
$t_{\text{ampl}}$ [ $^{\circ}\text{C}$ ]	7	7	7.5	7.5
$t_g$ [ $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ]	0.63	0.63	0.63	0.63
P [m]	3.2	2.6	1.8	1.5
$P_g$ [ $\text{m } 100\text{m}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ]	?	?	?	?
Q [ $\text{W}/\text{m}^2$ ]	240	240-250	260-270	270-290

Tabelle 3: Vergleich klimatischer Eckwerte an der  $ELA_0$  in verschiedenen vergletscherten Regionen der Schweiz. Die Ausgewählten Werte haben grossen Einfluss auf die Massenbilanzgradienten. Vorliegende Werte sind mit Vorsicht zu interpretieren, es handelt sich um interpolierte Zahlen.

Innerhalb der Schweizer Alpen variieren die klimatischen Bedingungen. Die MAAT auf 2000 m ü. M. variiert auf dem Gebiet der Schweizer Alpen im Vergleich zu anderen Klimafaktoren in einem engen Rahmen. Tendenziell nimmt die MAAT von Osten nach Westen sowie von Norden nach Süden zu. Die Niederschlagswerte innerhalb der Schweizer Alpen variieren deutlich

stärker als die MAAT. Im Gegensatz zu letzterer zeigt die Niederschlagsverteilung ausgeprägte lokale und kleinräumige Schwankungen.

Als deutlichster Ausdruck unterschiedlicher klimatischer Bedingungen in den Schweizer Alpen schwankt die Gleichgewichtslinie der Gletscher zwischen 2500 m ü. M. (Säntisgebiet und Glärnischmassiv) und 3400 m ü. M. auf einzelnen Gletschern der Walliser Südtäler. Am meisten zu dieser grossen Bandbreite von 900 m tragen die Schwankungen der Niederschläge und der Globalstrahlung bei. Dieser Sachverhalt lässt sich mit einem Gedankenexperiment verdeutlichen: Wäre der Niederschlag auf dem Gebiet der Schweizer Alpen gleichverteilt, als zusätzliche Annahme homogene Bewölkung und Strahlungsintensität vorhanden und es bestünden nur die Temperaturdifferenzen, dann müssten folglich die Temperaturen an der Gleichgewichtslinie bei allen Gletschern sehr ähnlich sein. Die MAAT auf 2000 m beträgt im Nordosten der Schweiz etwa 1 °C und erreicht im Tessin und in den Walliser Südtälern ca. 2 Grad. Der Temperaturgradient beträgt in der Nähe der Gleichgewichtslinie etwa 0.65 Grad pro 100 Höhenmeter. Damit die Bedingung "Identische Temperaturen an der Gleichgewichtslinie" gegeben ist, müsste die Gleichgewichtslinie von Nordosten nach Süden um:

$$\frac{1}{0.65} = 150m \quad (37)$$

ansteigen. In dieser einfachen Rechnung nicht beachtet sind die Gradienten von Niederschlag und Strahlung: mit einer steigenden Gleichgewichtslinie ist durch den Niederschlagsgradienten bedingt auch ein leichtes Ansteigen der Niederschläge verbunden. Dieser Effekt wirkt sich reduzierend auf vorgehend berechnete Veränderung der ELA aus. Der Effekt des Strahlungsgradienten ist schwierig abzuschätzen. Tendenziell nimmt die Globalstrahlung mit zunehmender Höhe über Meer zu (siehe Abbildung 19). Kuhn (1980) stellt die selbe Rechnung auf. Zusätzlich versucht er den Effekt des Niederschlags- und des Strahlungsgradienten zu berücksichtigen und gelangt zur Aussage, dass im Alpenraum ein Ansteigen der MAAT um 0.7 °C einen Anstieg der ELA<sub>0</sub> um 100 m verursacht.

Wie in Kapitel 2.4.1 hergeleitet, weisen kontinentale Gletscher allgemein kleine Massenbilanzgradienten auf und maritim geprägte Gletscher zeigen hohe Massenbilanzgradienten. Ausgehend von dieser Annahme stellt sich die Frage nach der Charakteristik der Schweizer Gletscher. Handelt es sich bei ihnen in erster Linie um Gletscher des eher kontinentalen oder des eher maritimen Typs? Antworten auf diese Frage geben Haeberli und Hölzle (1995). Unter anderem erstellen sie in ihrer Untersuchung mit Hilfe von Gletscherinventardaten eine Übersicht der Charakteristik der Alpengletscher. Als Grundlage findet das im Verlaufe der 70er Jahre aufgestellte Inventar der Alpengletscher Verwendung. Für die 70er Jahre wurden in den gesamten Alpen 5050 perennierend oberflächliche Eiskörper mit einer Gesamtfläche von 2909 km<sup>2</sup> ausgewiesen. 1763 dieser Eiskörper besitzen eine Fläche grösser 0.2 km<sup>2</sup>. Sie besitzen 88% der totalen Fläche und verfügen über 98% des Gesamtvolumens von ungefähr 126 km<sup>3</sup>. Mit einfachen Verfahren schaffen Haeberli und Hölzle (1995) einen Überblick über die Charakteristik der 1763 Alpengletscher mit Flächen > 0.2 km<sup>2</sup>. Um die Höhe der Gleichgewichtslinie in grober Näherung zu bestimmen, setzen Haeberli und Hölzle die mittlere Höhe eines Gletschers  $h_m = h_{min} + ((h_{max} + h_{min})/2)$  als Höhe der Gleichgewichtslinie ein.

Ein Vergleich der ermittelten Höhen für die ELA<sub>0</sub> ( $h_m$ ) ergibt folgendes Bild der Charakteristik der Alpengletscher: Die ELA<sub>0</sub> von 75% aller Alpengletscher > 0.2 km<sup>2</sup> befindet sich auf über 2800 m ü. M. Das bedeutet für drei Viertel aller Alpengletscher liegt die MAAT an der Gleichgewichtslinie bei - 4 °C oder tiefer. Demzufolge kann die grosse Mehrheit der Alpengletscher nicht vorbehaltlos als temperiert klassifiziert werden. Bei MAAT an der ELA<sub>0</sub> von - 4 °C kann im Ablationsgebiet partiell kaltes Eis auftreten, die Mehrheit der Alpengletscher muss als

potentiell polythermal klassifiziert werden. Nur 3% aller Alpengletscher  $> 0.2 \text{ km}^2$  beginnen oberhalb 4000 m ü. M. und verfügen deshalb mit grosser Wahrscheinlichkeit über kalten Firn im Akkumulationsgebiet.

Lediglich 2% der Alpengletscher  $> 0.2 \text{ km}^2$  haben eine mittlere Höhe von 2500 m ü. M. oder tiefer und gehören gemäss Haeberli und Hölzle in die Kategorie der maritim geprägten Gletscher. Für 88% der Alpengletscher gilt:  $2500 \text{ m ü. M.} < h_m < 3200 \text{ m ü. M.}$ . Diese Gletscher werden als Gletscher im Übergangsklima zwischen maritim und kontinental klassifiziert. Die verbleibenden 10% der Alpengletscher  $> 0.2 \text{ km}^2$  haben  $ELA_0 (h_m)$  von 3200 m ü. M. oder höher und gehören in die Kategorie der kontinental geprägten Gletscher.

Im Rahmen dieser Arbeit beschränkt sich das Untersuchungsgebiet auf die Schweizer Alpen. Die Untersuchung von Haeberli und Hölzle (1995) bezieht sich hingegen auf die Gletscher der ganzen Alpen. Gemäss Paul (2003) präsentieren sich die Anteile von maritimen Gletschern, Gletschern im Übergangsklima und kontinental geprägten Gletschern innerhalb der Schweizer Alpen ähnlich wie im gesamten Alpenbogen (siehe Abb. 10).

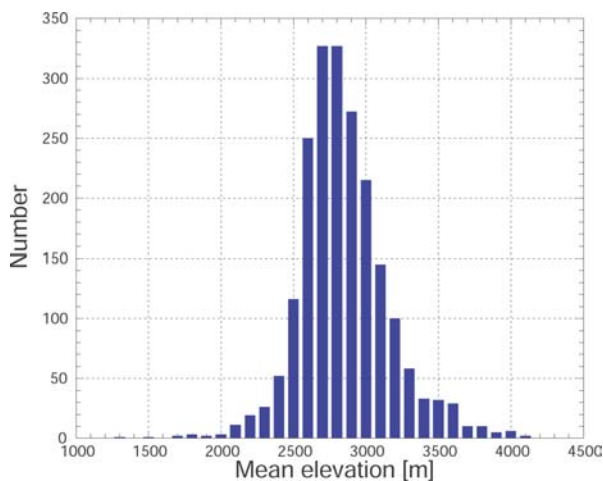


Abb. 10: Verteilung der mittleren Gletscher Höhe ( $h_m$ ) in den Schweizer Alpen (Paul 2003).

### 2.6.1. Die Charakteristik der Alpengletscher im globalen Vergleich

Ein Vergleich der Klimaunterschiede innerhalb des Alpenraums mit kontinentalen sowie maritimen Klimaextremen ermöglicht ein besseres Verständnis der Bandbreite des Klimas im Alpenraum.

Aus Tabelle 4 ist die Stellung der Alpen im Übergangsklima deutlich zu sehen. Nach Haeberli und Hölzle (1995) existieren fast 90% der Alpengletscher in einem Übergangsklima zwischen maritim und kontinental. Die Unterschiede innerhalb der Alpen nehmen sich bescheiden aus im Vergleich mit globalen Extremwerten. Diese Feststellung darf nicht zur Vernachlässigung inneralpiner Unterschiede führen, diese sind beispielsweise verantwortlich, dass innerhalb des Alpenraums polythermale und temperierte Gletschern existieren, dass im Wallis einige Gletscher auf 3000 m ü. M. stirnen während die nur 100 km entfernten Grindelwaldgletscher bis auf 1250 m ü. M. hinabreichen.

	Franz-Josef Gletscher (NZ)	Grindelwald- gletscher	Walliser Südtä- ler	Kodar Gebirge
$ELA_0$	1600 - 1700	2700 - 2900	3100 - 3300	2000 - 2300
MAAT [°C]	0 - -1	-3	-5 - -6	-10 - -12
$t_{\text{ampl}}$ [°C]	5	7	7.5	19 - 23
$t_g$ [°C/100m]	?	0.63	0.63	0.3 - 0.4
P[m]	8 - 15 ?	3.2	1.5	0.4 - 0.7
$P_g$ [m 100m <sup>-1</sup> yr <sup>-1</sup> ]	0.3 ?	0.04 - 0.08 ?	0.06 ?	0.03 - 0.04 ?
$Q_{\text{max}}$ [W/m <sup>2</sup> ]	?	240	290	?

Tabelle 4: Vergleich der klimatischen Bedingungen der Schweizer Alpengletscher mit klar kontinentalen sowie mit sehr maritimen Gletschern. Die Zahlen beziehen sich auf die jeweiligen Gleichgewichtslinien. Gradienten beziehen sich auf die sommerliche Ablationsperiode,  $Q_{\text{max}}$  = mittlere Globalstrahlung Juni und Juli. Daten zum Franz Josef Gletscher: Hooker and Fitzharris (1999), Oerlemans (2001). Die Angaben zu den Niederschlägen variieren stark zwischen den beiden Autoren. Das Kodar Gebirge liegt in Ostsibirien auf 58° N. Br., 500 km nordöstlich des Baikal. Es reicht bis auf 3070 m ü. M. und weist eine Vergletscherung von insgesamt etwa 20 km<sup>2</sup> auf. Es handelt sich mit wenigen Ausnahmen um kleine Kargletscher. Daten zum Kodar Gebirge: Plastinin (1998). Daten zu Grindelwaldgletscher und Walliser Südtäler: Eigene Abschätzung auf Basis von Daten der Meteo-Schweiz (2002) und Messwerten von N. Riesen (mündl. Mitteilung). Unsichere Werte sind mit Fragezeichen versehen.



## 3. Methoden Feldarbeit

### 3.1. Angewandte Messmethode

Die wichtigsten Anforderungen an eine Untersuchungsmethode zur Bestimmung von  $db/dh$  und  $b_t$  sind nachfolgend aufgelistet:

- Bestimmung der lokalen Massenbilanzen für verschiedene Höhenbereiche des Ablationsgebietes eines Gletschers.
- Hohe Genauigkeit
- Bestimmung der lokalen Massenbilanzen über frei wählbare Zeiträume.
- Mit vertretbarem Aufwand sollte eine möglichst grosse Anzahl Gletscher untersucht werden.

Von den in Kapitel 2.3.4 vorgestellten Messmethoden kann einzig die direkte glaziologische Methode die gestellten Anforderungen in gewissem Ausmass erfüllen. Weil die direkte glaziologische Methode sehr arbeitsintensiv ist und gleichzeitig eine möglichst grosse Anzahl Gletscher untersucht werden sollte, wurden pro Gletscher nur 3-4 Stangen gesetzt. Sämtliche Messungen wurden in den Ablationsgebieten durchgeführt. Die geringe Anzahl von Stangen pro Gletscher macht eine sorgfältige Auswahl der Messpunkte nötig. Ausgehend von den durch Kuhn (1980) bestimmten und in Kapitel 2.4.1 erläuterten wichtigsten Einflussfaktoren auf den Massenbilanzgradient wurde ein Katalog von Anforderungen an die verschiedenen Messstellen angefertigt.

**Temperatur:** Die Temperatur variiert nicht kleinräumig. Bei der Auswahl einzelner Messpunkte muss auf sie wenig Rücksicht genommen werden.

**Strahlung:** Der Strahlungsgradient wird grundsätzlich durch die abnehmende optische Dicke der Atmosphäre in grösserer Höhe bestimmt. Modifikation der Strahlungsverteilung erfolgt durch Bewölkung und durch Abschattung von umliegenden Berggipfeln. Wenn über grosse Teile des Ablationsgebietes starke Abschattung durch umliegende Felswände vorhanden ist, wurde sie bewusst in Kauf genommen. In ausgeprägter Form ist dies der Fall auf den beiden untersuchten Gletschern Oberer Grindelwaldgletscher und Glacier de Saleina. Damit die beiden beschriebenen Abschattungseffekte in einer für jede Höhenstufe repräsentativen Stärke in die Messungen einfließen können, wurden die jeweiligen Messpunkte auf jeder Höhenstufe in der Mitte des Gletschers gewählt. Neigung und Exposition der Gletscheroberfläche führen zu zusätzlichen Modifikationen der einfallenden kurzwelligen Strahlung (Klock and Oerlemans 2002). Damit Vergleichbarkeit der Messwerte aus verschiedenen Höhenstufen gewährleistet ist, wurden Messungen nicht auf stark unterschiedlich geneigten und exponierten Flächen durchgeführt.

**Akkumulation:** Die meisten Messungen wurden von Beginn weg auf ausgeaperten Gletscherpartien durchgeführt. Wenn Messpunkte in schneebedeckten Zonen gesetzt wurden, fiel die Wahl tendenziell auf die Gletschermitte. Dieser Bereich sollte die regelmässigste Verteilung der Schneehöhe aufweisen und am wenigsten von Lawinen beeinflusst sein.

**Albedo:** Bei der Auswahl der einzelnen Messpunkte schuf die Albedo der Gletscheroberfläche die grössten Probleme. Die meisten Gletscher zeigen in ihrem Ablationsgebiet eine

Zunahme der Albedo von tiefen Werten im Zungenbereich hin zu mittleren Werten nahe der Gleichgewichtslinie (Oerlemans 2001: 23f.). Während der Feldarbeit musste auf vielen Gletschern festgestellt werden, dass ein solcher Albedogradient eher theoretischer Natur ist. Tiefergelegene Höhenstufen können eine höhere Albedo aufweisen als höhergelegene (beobachtet auf den Gletschern Morteratsch, Glärnisch, Findel und Moiry). Innerhalb eines einzelnen Höhenbereichs bildet die Albedo der Gletscheroberfläche ein Mosaik aus teilweise sehr unterschiedlichen Werten. Tendenziell finden sich in den verschiedenen Höhenstufe entlang der zentralen Fliesslinie die höchsten Albedowerte, an den Gletscherrändern ist die Albedo tendenziell tiefer. Auf vielen Gletschern wurde die Wahl optimaler Standorte durch sehr kleinräumige (im Bereich eines Meters und weniger) Albedovariationen zusätzlich erschwert. Für jede Höhenstufe eine Stelle mit repräsentativer Albedo zu finden ist nahezu unmöglich. Weil am wenigsten konfliktbehaftet, wurde die Messung immer nahe der jeweiligen Gletschermitte durchgeführt.

### 3.1.1. Messzeitraum

Die Messungen wurden im Sommer 2002 durchgeführt. Zwischen dem Setzen der Stangen und dem letzten Ablesen lag eine durchschnittliche Zeitspanne von drei Monaten. In fast allen Fällen waren die Gletscher bereits ausgeapert als die Messungen einsetzten. Die ersten Messungen setzten am 17. Juni ein, die letzten Stangen wurden am 4. November abschliessend abgelesen. Ein Blick auf die in Kapitel 2.4.1 erläuterten Komponenten der Massenbilanzgradienten zeigt, dass eine solche Wahl der Messdauer fast alle Einflussfaktoren berücksichtigt. Der schwierig zu bestimmende Niederschlagsgradient und die kaum bekannte Schneedrift werden bei einer Messung über einen Sommer nicht berücksichtigt.

### 3.1.2. Auswahl Untersuchungsgebiete

Die auszuwählenden Gletscher sollten die klimatisch abzugrenzenden Regionen der Schweizer Alpen repräsentieren. Eine Unterscheidung der Regionen sollte sich grundsätzlich an den in Kapitel 2.3.5 beschriebenen wichtigsten Einflussfaktoren der Massenbilanz - Globalstrahlung, Niederschlag und Temperatur - orientieren. Weil das Interesse auch der regionalen Variabilität der Massenbilanzgradienten gilt, müssten die Gradienten oben genannter Faktoren ebenfalls zur Unterscheidung der Regionen beigezogen werden. Niederschlagsgradient, Strahlungsgradient und Albedogradient sind jedoch in vielen Fällen nur rudimentär bekannt, ihre regionale Variabilität ist noch weniger erforscht. Am besten geeignet als Werkzeug zur Abgrenzung der Regionen ist der Gletscher selber: Die Höhe der Gleichgewichtslinien wird zu einem grossen Teil von Niederschlag, Temperatur und Globalstrahlung bestimmt. Die Temperaturen weisen in den Schweizer Alpen keine grossen Unterschiede zwischen den Regionen auf, demzufolge wird die ELA vor allem von Globalstrahlung und Niederschlag bestimmt. Hohe Niederschläge korrelieren auf dem Gebiet der Schweizer Alpen relativ gut mit tiefer Globalstrahlung (Ausnahme Tessin: hohe Niederschläge bei hoher Globalstrahlung).

Angestrebt wurde eine Messung der Massenbilanzgradienten auf einem Dutzend Gletschern der Schweizer Alpen. Es wurde eine Stichprobe gewählt, die räumlich gut über die gesamten Schweizer Alpen verteilt ist. In der Stichprobe sind Gletscher mit unterschiedlicher  $ELA_0$  repräsentiert. Die ausgewählten Gletscher lassen sich in drei Gruppen hoher, mittlerer und tiefer  $ELA_0$  einteilen. Jede Gruppe umfasst mehrere Vertreter. Eventuell abweichende Messwerte innerhalb einer Gruppe könnten interessante Hinweise auf den Einfluss kleinräumiger Faktoren ergeben. Bewusst wurden daher für jede Gruppe von ihrem Erscheinungsbild unter-



schiedliche Gletscher gewählt. Damit sinnvolle Messungen gemäss den in Kapitel 3.1 erläuterten Anforderungen möglich sind, mussten zusätzlich einige weitere Anforderungen praktischer Natur in die Auswahl einfließen:

- genügende Höhenerstreckung des Ablationsgebiet ( $ELA_0 - h_{\min} > 300 \text{ m}$ )
- schuttfreies Eis
- gleichmässig geneigte Oberfläche
- spaltenarme Zonen
- einheitliche Exposition (Zunge beschreibt keine starken Kurven)
- schnelle Erreichbarkeit

Name Gletscher	Abkürzung	$ELA_0$ [m ü. M.]	Länge [km]	$H_{\min}$ [m ü. M.]	Messdauer
Morteratschgletscher	mo	2900 - 3000	6.7	2020	17.6. - 4.11.
Vadret dal Corvatsch	co	3050 - 3150	0.7*	ca. 3020*	19.7. - 24.8.
Vadrec del Forno	fo	2750 - 2850	5.7	2280	11.7. - 2.11.
Glärnischfirn	gl	2500 - 2600	2.4	2300	7.7. - 9.10.
Witenwasserengletscher	wi	2650 - 2700	1.3*	2560*	14.8. - 4.10.
Gerengletscher	ge	2650 - 2750	2.0*	2400*	15.8. - 4.10.
Tiefengletscher	ti	2800 - 2900	2.8	2520	16.8. - 5.10.
Bielenhornletscher	bi	2700 - 2750	0.6*	ca. 2600*	16.8. - 5.10.
Oberaargletscher	oa	2750 - 2850	4.7	2300	9.7. - 6.10.
O. Grindelwaldgletscher	gr	2750 - 2850	6.5	ca. 1350*	22.6. - 31.10.
Triftgletscher (Weissmies)	tr	3150 - 3250	2.6*	2830*	25.7. - 17.10.
Findelgletscher	fi	3100 - 3200	7.7	2490	27.7. - 16.10.
Glacier de Moiry	my	3100 - 3200	5.3	2390	26.7. - 15.10.
Glacier de Saleina	sa	2950 - 3050	6.4	1760	23.7. - 14.10.

Tabelle 5: Liste der 14 im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Gletscher. Angaben der Gletscherlänge Ende 1999 aus Herren et al. (2001: 50) und  $H_{\min}$  Ende 2001 gemäss Herren et al. (2002: 9ff.). Mit einem \* markierte Angaben sind eigenhändig aus aktuellem Kartenmaterial 1:25'000 ermittelt.

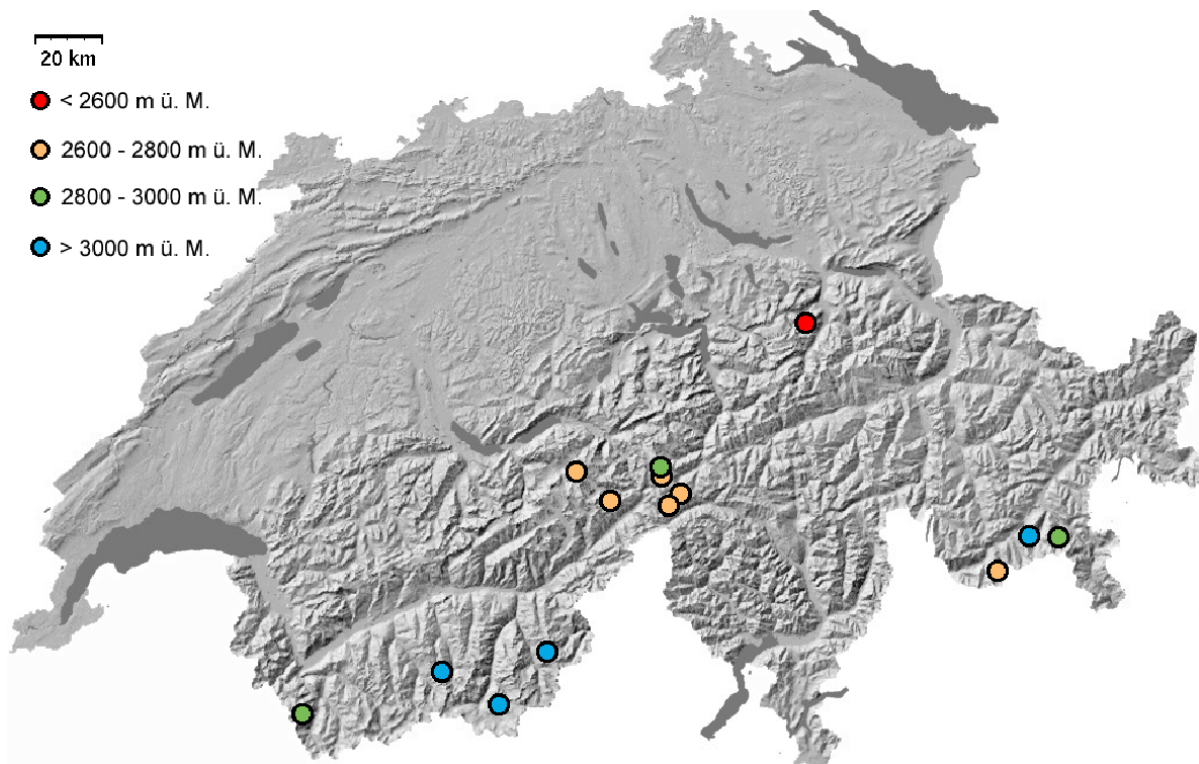


Abb. 11: Geographische Lage der 14 untersuchten Gletscher. Die Gletscher sind aufgeteilt in vier Klassen der  $ELA_0$ .

Am Ende der Feldarbeit waren 14 Gletscher untersucht (siehe Tabelle 5). Es konnte eine ausgewogene Verteilung zwischen den Regionen erzielt werden. Einen Überblick über die geographische Verteilung der untersuchten Gletscher bietet Abbildung 11. Die Gletscher lassen sich gut in die drei erwähnten Gruppen hoher, mittlerer und tiefer  $ELA_0$  unterteilen. Für den Glärnischfirn wurde eine vierte Kategorie sehr tiefer  $ELA_0$  gebildet. Es ist interessant die  $ELA_0$  der untersuchten Gletscher auf ihre räumliche Verteilung zu analysieren. Abbildung 11 zeigt, dass eine Regionalisierung anhand der Gleichgewichtslinien zu einem diffuseren Bild führt als es dem traditionellen Verständnis der Regionen in den Schweizer Alpen entspricht. Der Einfluss lokaler klimatischer und topographischer Faktoren wird deutlich, benachbarte Gletscher (Bsp. Morteratsch, Corvatsch und Forno) zeigen signifikant abweichende  $ELA_0$ .

### 3.1.3. Albedoabschätzung

Die Albedo ist definiert als Verhältnis von einfallender und reflektierter Strahlung, integriert über alle Wellenlängen und den Halbraum. Genaue Messung der Albedo sind sehr schwierig, wo nicht über alle Wellenlängen und den Halbraum gemessen wird, sollte korrekterweise nicht von Albedo sondern von spektraler Reflektion gesprochen werden. Die Albedo einer Schnee- oder Eisoberfläche hängt in komplizierter Art von der Kristallstruktur, Oberflächen Morphologie, Staub, Moränen Material, der Gegenwart von flüssigem Wasser unter und auf der Oberfläche, dem Winkel der Sonneneinstrahlung und der Bewölkung ab. Vor allem die beiden letztgenannten Faktoren relativieren die Genauigkeit jeder Messung.

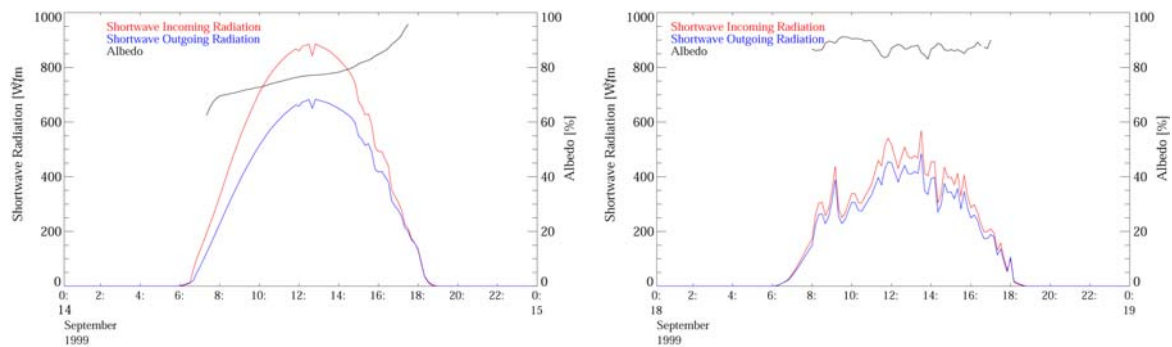


Abb. 12: Tagesgang der Albedo. Die linke Graphik zeigt den Tagesgang für einen Tag mit wolkenfreiem Himmel, rechte Graphik zeigt den Tagesgang bei bewölktem Himmel. (Suter 2002: 56)

Üblicherweise werden zur Messung der Oberflächenalbedo sogenannte Albedometer verwendet. Diese Geräte messen über einen nach unten und einen nach oben gerichteten Pyranometer getrennt die einfallende kurzwellige Strahlung und die reflektierte kurzwellige Strahlung. Pyranometer ermöglichen Messungen der Albedo für einzelne Spektralkanäle. Selbst bei Verwendung genauester Messgeräte bleibt die Albedomessung mit zahlreichen Unsicherheiten behaftet. An jedem Messpunkt variiert die Albedo mit dem Einstrahlwinkel der Sonne und mit der Bewölkung. Bei niedrigem Sonnenstand sind die Energieflüsse von ähnlicher Grössenordnung wie die Messfehler. Messungen von Suter (2002: 56) an Schneeoberflächen auf dem Seserjoch (Monte Rosa, 4300 m ü. M.) ergaben einen Anstieg der Albedo im Tagesverlauf bei klarem Himmel. Bei bewölktem Himmel lagen die Messwerte generell höher als bei klarem Himmel und zeigten keine systematische Variation im Tagesverlauf (siehe Abbildung 12).

Wird auf schmelzenden Eisoberflächen gemessen, tritt als zusätzliches Problem die variierende Ausrichtung des Sensors zur Oberfläche auf (Oerlemans 2001: 24f). Als zentrales Problem stellt sich bei der Messung auf Eisoberflächen die Wahl repräsentativer Messpunkte. Die Albedo von Eisoberflächen ist im Gegensatz zu Schneeoberflächen viel weniger homogen. Wie in Kapitel 3.1 erläutert, zeigen Eisoberflächen deutliche Albedovariationen sowohl im kleinräumigen als auch im grossräumigen Bereich. Satellitenbilder ermöglichen eine flächendeckende Bestimmung der Albedo mit einer sinnvollen Auflösung von 15 bis 30 Metern. Das Problem kleinräumiger Albedovariationen auf Eisoberflächen stellt sich nicht, es können die relevanten grossräumigeren Variationen herausgelesen werden. Um den Einfluss der Atmosphäre zu eliminieren, sollten die Satellitenbilder über gleichzeitig am Grund durchgeführte Albedomessungen geeicht werden, diese Messungen sind wiederum mit oben aufgezählten Problemen behaftet. Knap (1998), Jacobsen et al. (1993) und Gruber et al. (2003) diskutieren ausführlich die Methoden der Satelliten-gestützten Albedomessung.



*Abb. 13: Graukarte auf der Gletscheroberfläche. An betreffender Stelle auf dem Oberen Grindelwaldgletscher wurde in 1450 m ü. M. am 20. Juni 2003 eine Albedo von 0.27 gemessen.*

Wie in Kapitel 2.4.1 angeführt, übt der Albedogradient massgeblichen Einfluss auf den Massenbilanzgradienten aus. Bedingt durch die ausgeprägten kleinräumigen Variationen der Albedo der Gletscheroberfläche, haften einer Messung von Massenbilanzverteilung und Massenbilanzgradienten über drei bis vier Messpunkte signifikante Unsicherheit an (siehe Kapitel 3.4). Aufgrund der zu erwartenden Unsicherheiten, wurde vor Beginn der Feldarbeiten eine Messung der Albedo bei jeder gesetzten Stange ins Auge gefasst. Wenn die Albedo an den Messpunkten bekannt ist, lassen sich nachträglich abweichende Messwerte erklären. Oben genannte Messverfahren wären alle mit unvertretbarem Aufwand verbunden, ein simples Messverfahren zur Messung der Albedo in der Umgebung jedes Messpunktes musste entwickelt werden. Zur Messung der Oberflächenalbedo wurde lediglich eine Spiegelreflex-Kamera und eine Graukarte verwendet. Graukarten sind im Photohandel erhältliche Karten mit einer grauen Oberfläche, die für jede Wellenlänge des einfallenden Lichts im sichtbaren Spektrum 18% reflektiert. Normalerweise wird diese Karte benötigt um Belichtungsmessungen bei schwierigen Motiven vorzunehmen. Die Automatik jedes beliebigen Photoapparates ist darauf programmiert, ein Bild so zu belichten, dass die durchschnittliche Helligkeit des Bildes einem Grau mit 18% Reflektion entspricht. Wird nun eine Graukarte als Referenzfläche mit bekannter Albedo auf die Gletscheroberfläche gelegt (siehe Abb. 13) und die Belichtung auf der Graukarte sowie auf der Gletscheroberfläche gemessen, dann lässt sich aus dem Vergleich der beiden Messwerte die Oberflächenalbedo bestimmen. Ein Zahlenbeispiel soll das Vorgehen verdeutlichen: Die Messung auf der Graukarte ergibt eine Belichtungszeit von 1/800 Sekunde bei Blende 8, bei der Messung der Gletscheroberfläche resultiert 1/1200 bei Blende 8. Die Gletscheroberfläche ist  $1200 / 800 = 1.5$  fach heller als die Graukarte.  $1.5 \cdot 18\% = 27\%$ , die Gletscheroberfläche reflektiert 27% des einfallenden kurzwelligen Lichtes, ihre Albedo beträgt dementsprechend 0.27.

Die angewandte simple Methode der Vergleichsmessung ist geeignet um die Albedo grob abzuschätzen, die Albedo in seiner ganzen Komplexität kann die Methode nicht erfassen. Die Genauigkeit der angewandten Messmethode wird durch der Methode inherente Faktoren reduziert: Als zentrales Problem erwies sich die Wahl der repräsentativen Messpunkte. Die Gletscheroberfläche zeigt häufig deutliche Albedovariationen über Distanzen von einem Meter oder weniger. Festzulegen wie welche Flächen zu gewichten sind um eine mittlere Albedo zu erhalten ist schwierig. Ein weiterer kritischer Faktor sind Spiegelungen an den Oberflächen. Vor allem bei Sonnenschein können Spiegelungen zu Verfälschungen der Messungen führen. Es wurde beobachtet, dass Albedomessungen im direkten Sonnenlicht tendenziell tiefere Werte ergeben als Messungen die bei bewölktem Himmel ausgeführt wurden. Abschliessend müssen durch die Kamera bedingte Einschränkungen der Messgenauigkeit diskutiert werden. Um eine gute Messgenauigkeit zu erzielen sollte eine Kamera zum Einsatz kommen die auf Drittel-Blendenstufen genau misst (eine Blendenstufe umfasst eine Verdop-

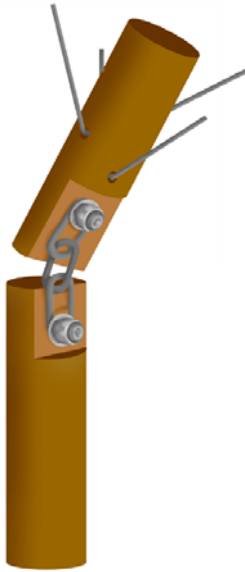
pelung oder Halbierung der einfallenden Lichtmenge über Veränderung der Verschlusszeit oder der Blende) und über Spotmessung verfügt. Bei der Spotmessung erfolgt die Belichtungsmessung nur im innersten Zentrum des Bildes. Gute Spiegelreflexkameras verfügen meist über Spotmessung, sie sind aber standardmässig auf sogenannte Mehrfeldmessung eingestellt. Diese Messmethode darf nicht verwendet werden, weil die Kamera bei Mehrfeldmessung vom Standardwert des mittlern Grautones abweichen kann. Die Messgenauigkeit hängt ebenfalls von der Oberflächenalbedo ab: Bei Albedowerten ähnlich der Albedo der Graukarte ist die Messgenauigkeit am höchsten. Eine einfache Überlegung soll dies verdeutlichen: Die im Rahmen dieser Arbeit verwendete Kamera (Nikon F90X) misst auf Drittel-Blendenstufen genau. Im Bereich von Albedo 0.18 - 0.36 (entspricht einer vollen Blendenstufe) kann die Kamera die Albedowerte 0.18, 0.24, 0.30 und 0.36 erkennen, die Auflösung beträgt 0.06. Im Bereich von Albedo 0.36 - 0.72 (entspricht einer vollen Blendenstufe) kann die Kamera die Albedowerte 0.36, 0.48, 0.60 und 0.72 erkennen, die Auflösung halbiert sich auf 0.12.

Die Genauigkeit der angewandten Messmethode könnte erhöht werden wenn aus einer grösseren Zahl punktueller Albedomessungen, durchgeführt nach festgelegtem Raster auf einer Untersuchungsfläche von festgelegter Grösse, der Mittelwert gebildet wird. Ein solches Verfahren könnte die Ungenauigkeiten, bedingt durch Albedovariationen im kleinräumigen Bereich, lindern. Ein Gewinn an Genauigkeit könnte auch erzielt werden, wenn anstelle einer Spiegelreflexkamera ein handelsüblicher Belichtungsmesser verwendet würde (diese Geräte sind kaum grösser als ein Mobiltelefon und messen mit einer Genauigkeit von 1/10 Blende).

## 3.2. Konkretes Vorgehen

Für die Messungen der Ablation wurden 6 Meter lange Holzstangen (Kiefer) mit einem Durchmesser von 2.5 cm verwendet. Die Stangen sind aus praktischen Gründen in 3 Teile à 2 Meter unterteilt, welche untereinander mit kurzen Ketten verbunden sind. Holz hat gegenüber den üblicherweise verwendeten Aluminiumstangen den Vorteil, dass es viel billiger ist und sich nicht durch Wärmeleitung ins Eis einschmilzt. Im Gegenzug haben Holzstangen den Nachteil, dass sie in einem wassergefüllten Bohrloch aufschwimmen. Um das Aufschwimmen zu verhindern sind die Stangen mit 12 cm langen Widerhaken aus Federdraht versehen (siehe Abbildung 14). Die zurechtgeschnittenen und vorgebogenen Stücke aus Federdraht werden erst auf dem Gletscher in die vorgebohrten Löcher gesteckt und zurechtgebogen. Der Transport der Stangen erleichtert sich dadurch sehr. Es kann angenommen werden, dass die verwendeten Widerhaken das Aufschwimmen verhindern. Die Verankerung machte bei jeder Kontrolle einen stabilen Eindruck. Nach dem Setzen der Stangen und bei jedem Kontrollgang wurden die Stangen immer auf ihre Verankerung im Eis geprüft. Unter aller Kraftanstrengung liess sich in keinem Fall eine Stange bewegen. Einzige Ausnahme waren am 4. November die nicht mehr benötigten alten Stangen auf dem Morteratsch (weil mit dem vollständigen Ausapern gerechnet werden musste, wurden am 21. August neue Stangen direkt neben den alten Stangen gesetzt). Die alten Stangen waren nur noch 0.5 bis 1 m im Eis versenkt und liessen sich gut bewegen. Demzufolge kann mit 6 m langen, vollständig im Eis versenkten Stangen höchstens 5 m Ablation gemessen werden, danach wird die Messung ungenau.

Die verwendeten Holzstangen lassen sich mit einem Schraubenzieher und einem Sechskant-Schlüssel einfach auseinander montieren. Das Konstruktionsprinzip ist in Abbildung 14 verdeutlicht. Weil jedes 2 m-Teilstück über Widerhaken verfügt, können die Teilstücke getrennt verwendet werden. Von diesem Verfahren wurde auf mehreren Gletschern Gebrauch gemacht um die Anzahl der Messpunkte kurzfristig anzupassen.



*Abb. 14: Schematische Darstellung eines Gelenks zur Verbindung zweier Holzstangen. An der oberen Stange sind die Widerhaken zu sehen.*

Die Stangen wurden im Bohrloch immer auf maximale Tiefe gesetzt und die zusätzliche Länge anschliessend gemessen und notiert. Generell wurde auf dem Datenblatt immer die Länge der Stange im Eis eingetragen. Für ein 6.5 m tiefes Bohrloch wurde auf dem Datenblatt die Länge der Stange mit 6.5 m eingetragen. Lag beispielsweise bei Messbeginn 1 m Schnee auf der Gletscheroberfläche und wurde 6 m tief gebohrt - das obere Ende der Stange ist folglich bündig mit der Schneeoberfläche - dann wurde im Datenblatt die Länge der Stange mit 5 m angegeben und zusätzlich die Schneehöhe von 1 m notiert. Alle Bohrlöcher wurden senkrecht zur Horizontalen gebohrt, vor allem auf steilen Gletscherabschnitten erleichtert man sich damit das Bohren. Schmelze findet hingegen senkrecht zur lokalen Oberfläche statt. Um die Messwerte später umzurechnen, wurde für jeden Messpunkt die Neigung der lokalen Oberfläche gemessen. Die Messung der Neigung erfolgte mit einem Kompass, der mit einem integrierten Neigungsmesser ausgestattet ist (Genauigkeit des Neigungsmessers ca. 3 Grad).

Sämtliche Bohrlöcher wurden mit einem sogenannten Vierzackbohrer gebohrt. Der Bohrer besteht aus einer mehrteiligen Aluminiumstange an dessen Spitze sich eine ca. 1.3 m lange Stahlröhre befindet, welche in vier zugeschliffenen Zacken endet. Der ganze Bohrer wird von Hand gedreht und frisst sich mit Hilfe der Zacken ins Eis. Dabei füllt sich das Stahlrohr mit Eis. Sobald es voll ist, muss der ganze Bohrer aus dem Loch gezogen werden und der Inhalt des Stahlrohres wird ausgeschüttet. Um ein 6 Meter tiefes Loch zu bohren wird diese Prozedur ca. 8 - 12 mal wiederholt. Mit zunehmender Tiefe muss die Aluminiumstange durch Ansetzen weiterer Teile verlängert werden. Ein 6 Meter tiefes Loch zu bohren dauerte üblicherweise zwischen fünfundvierzig Minuten und einer Stunde. Sobald man in kaltem Eis bohrt, steigt die benötigte Zeit auf mehr als das Doppelte: Nach wenigen Umdrehungen ist das Eis in der Stahlröhre festgefroren und der Bohrer muss ausgeschüttet werden (in kaltem Eis wurde auf den Gletschern Corvatsch, Trift und Moiry gebohrt). Eine Alternative zur Verwendung des Vierzackbohrers stellt der Dampfbohrer dar. Aus mehreren Gründen wurde von einem Dampfbohrer kein Gebrauch gemacht: Der leichteste verfügbare Dampfbohrer (Modell „Heuke“) ist schwerer als ein Vierzackbohrer und muss am Rücken anstelle eines Rucksackes getragen werden. Dadurch erschwert sich das Mittragen weiterer Ausrüstung und der Stangen. Mit einem Dampfbohrer ist ein Bohrloch in 20 Minuten erstellt, rechnet man das Aufheizen des Gerätes bei jedem Bohrloch hinzu, dann wird die Zeitersparnis gegenüber dem Vierzackbohrer obsolet.



Jede gesetzte Stange wurde mit GPS (Garmin GPS 12 XL) eingemessen. Die GPS Daten sollten bei der Verwendung der Messdaten im Rahmen der Modellierung zum Einsatz kommen. Zusätzlich sollte das Auffinden eingeschneiter Stangen im Herbst dank GPS erleichtert werden. Es zeigte sich jedoch, dass eingeschneite Stangen selbst mit GPS nicht gefunden wurden. Die räumliche Genauigkeit des verwendeten GPS beträgt nur etwa 10 m. Die Gletscherbewegung erhöht die Ungenauigkeit zusätzlich. Keine der insgesamt vier eingeschneiten Stangen konnte gefunden werden. In jedem Fall wäre das Umgraben der Schneedecke auf einer Fläche von mindestens 100 m<sup>2</sup> nötig gewesen. In der engen Schlucht des Oberen Grindelwaldgletschers konnten keine GPS Messungen vorgenommen werden. Die Standortangabe des GPS wich bis zu 1.5 km vom tatsächlichen Standort ab.

Anhand zweier untersuchter Gletscher - dem Morteratschgletscher und dem Glacier de Saleina - soll die Wahl der Messpunkte und der Prozess vom Setzen der Stangen bis zum endgültigen Ablesen beschrieben werden.

### 3.2.1. Beispiel Morteratschgletscher

Der Morteratschgletscher ist der grösste Gletscher Graubündens. Im Jahre 1999 erstreckte sich der Gletscher über eine Länge von 6.7 km und einer Fläche von 16.4 km<sup>2</sup> (siehe Tabelle 5). Der Piz Bernina (4049 m ü. M.) ist der höchste Punkt im Einzugsgebiet, die Gletscherzunge stirnt auf 2020 m ü. M. (Tabelle 5). Die ELA<sub>0</sub> des Morteratschgletschers liegt auf ca. 2900 - 3000 m ü. M. Der Gletscher reagiert relativ träge auf Klimaänderungen. Seit seinem letzten Maximalstand im Jahre 1857 zieht sich der Gletscher kontinuierlich zurück. Einzig um 1985 stiess der Gletscher während zweier Jahre vor (Herren et al. 2002: 17).

Der Morteratschgletscher eignet sich aufgrund seiner Lage und Grösse gut zur Untersuchung von Massenbilanzverteilung und Massenbilanzgradient. Der Gletscher ist schnell und einfach zu erreichen. Zudem bietet er die Möglichkeit eines Vergleichs mit dem nahegelegenen Vadrec del Forno. Die Oberfläche des Morteratschgletschers ist im Ablationsgebiet eher spaltenarm. Auf einer Karte 1:50'000 erfolgte die Planung. Im Ablationsgebiet des Gletschers sollten vier Messpunkte installiert werden. Eine Stange sollte möglichst nahe zur Zunge gesetzt werden um  $b_t$  abschätzen zu können, die anderen drei Stangen sollten in Abständen von ca. 150 Höhenmetern gesetzt werden. Gemäss Beurteilung auf der Karte sollte in allen gewünschten Höhenstufen das Setzen der Stangen in der Nähe der Gletschermitte möglich sein.

Das Setzen der Stangen erfolgte am 17. Juni. Nach einer Übernachtung auf der Boval Hütte wurde zuerst die Stange mo4 auf 2500 m ü. M. gesetzt. Oberhalb dieser Höhe lag noch Schnee, unterhalb dieser Höhe war der Gletscher bereits ausgeapert. Im Abstieg wurden dann mo3 auf 2400 m ü. M., mo2 auf 2280 m ü. M. und mo1 auf 2090 m ü. M. gesetzt. Die Wahl der Standorte bereitete keine Mühe, es wurden stets leicht gegen Norden abfallende Flächen in der Nähe der Gletschermitte ausgewählt. Mo1 befindet sich noch ca. 200 m vom Zungenende entfernt. Die Stange wurde nicht näher dem Zungenende gesetzt, weil sich die Schmelze auf dem untersten Zungenabschnitt, bedingt durch die steile Nordexposition, wahrscheinlich reduziert.

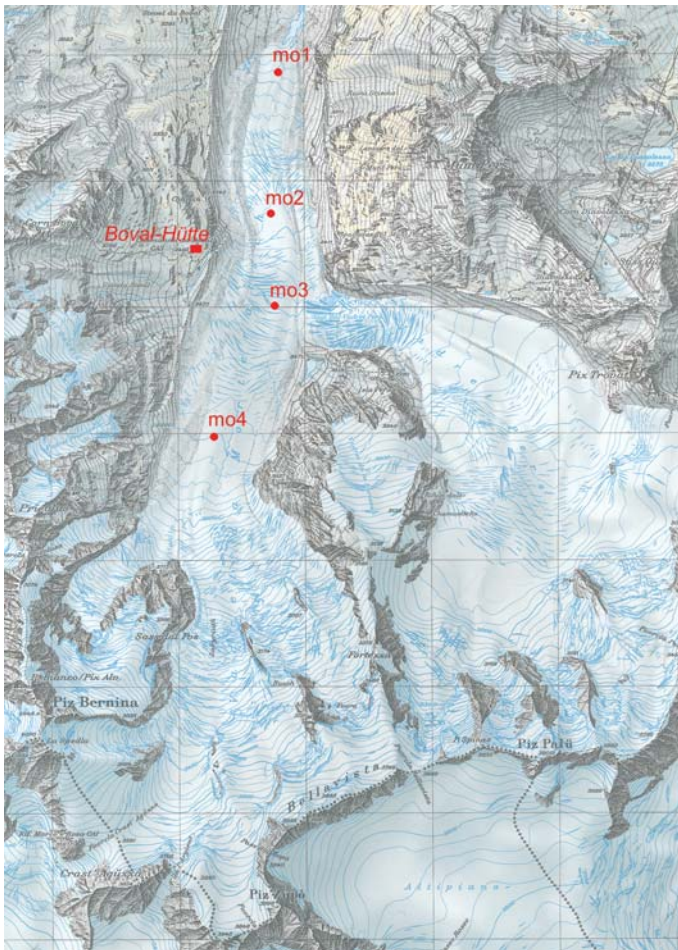


Abb. 15: Lage der Messpunkte auf dem Morteratschgletscher

Der Morteratschgletscher bildete den Startpunkt der ganzen Feldarbeit. Während dem Setzen der Stangen konnten einige Erfahrungen gewonnen werden: Anfänglich wurde versucht einen Bohrer mit bereits Eis-gefülltem Bohrröhr mit viel Kraftanstrengung noch weiter ins Eis zu treiben. Bei mo3 fiel die Wahl auf einen Standort mit fließendem Wasser auf der Oberfläche. Das Bohren wurde schwierig. Bevor der Bohrer vollständig an die Oberfläche gebracht werden konnte, rutschte der durchnässte Bohrkern wiederholt ins Bohrloch zurück. Mit viel Geduld gelang es bis in eine Tiefe von 5.3 m zu bohren, dann liessen sich die Kerne aus dem vollständig wassergefüllten Bohrloch nicht mehr herausholen. Die Stange wurde trotzdem gesetzt und auf dem Datenblatt ein entsprechender Vermerk angebracht.

Die Stangen konnten auf dem Morteratschgletscher insgesamt vier mal abgelesen werden. Das erste mal bereits nach sechs Tagen am 23. Juni im Rahmen einer Bestandesaufnahme von Vögeln im Gebiet Morteratsch durch Dominik und Hanspeter Thiel, schliesslich am 12. Juli und am 21. August. An letzterem Datum waren die Stangen mit Ausnahme von mo4 bereits weit ausgeschmolzen und mussten neu gesetzt werden. In Anbetracht der fortgeschrittenen Schmelzperiode wurden die neuen Stangen nur noch auf eine Tiefe von 3.5 m gebohrt.

Am 4. November endete die Feldarbeit mit dem Ablesen der Stangen auf dem Morteratschgletscher. Der Gletscher war zu diesem Zeitpunkt bereits vollständig eingeschneit. Die Stange mo4 konnten nur noch mit viel Glück gefunden werden, aus einer 35 cm hohen Schneeschicht ragte sie einen Zentimeter heraus. Albedomessungen konnten auf dem Morteratschgletscher mit Ausnahme des 23. Juni und des 4. November immer vorgenommen werden.



### 3.2.2. Beispiel Glacier de Saleina

Der Glacier de Saleina ist der grösste Gletscher im Schweizer Teil des Mont-Blanc Massifs. Der Gletscher war im Jahre 1999 6.4 km lang und verfügte über eine Fläche von 8.6 km<sup>2</sup> (Tabelle 5). Der höchste Punkt im Einzugsgebiet des Gletschers ist die Aiguille d'Argentière (3901 m ü. M.) Die Zunge des Gletschers reicht bis auf 1760 m ü. M. hinab (Tabelle 5). Die ELA<sub>0</sub> des Gletschers kann grob mit ca. 2950 - 3050 m ü. M. veranschlagt werden. Im Gegensatz zum Morteratsch reagiert der Glacier de Saleina nach relativ kurzer Zeit auf Klimaschwankungen. Von 1965 bis 1985 stiess der Gletscher ununterbrochen vor (Herren et al. 2002: 17), momentan zieht er sich relativ schnell zurück. Die Gletscherlänge im Jahr 2000 ist etwa identisch mit der Gletscherlänge von 1973. Der Vergleich aktueller Karten mit Karten von Anfang der 70er Jahre zeigt jedoch, dass die Eismächtigkeit heute über die ganze Gletscherzunge deutlich geringer ist als zu Beginn der 70er Jahre.



Abb. 16: Lage der Messpunkte auf dem Glacier de Saleina

Der Glacier de Saleina wurde ausgewählt, weil seine Zunge in einer tief eingeschnittenen Schlucht liegt, welche starke Abschattung durch die umliegenden Felswände bewirkt und aussergewöhnlich weit hinabreicht (im ganzen Alpenraum finden sich nur etwa zehn Gletscher die noch weiter hinab reichen). Mit einer optimalen Messanordnung sollte der Massenbilanzgradient und  $b_t$  bestimmt werden. Die Planung erfolgte mit Hilfe einer aktuellen Karte 1:25'000. Gemäss Karte ist der Gletscher vollständig schuttfrei und die Messpunkte können (mit Ausnahme zweier stark zerklüfteter Gletscherparteien) frei gewählt werden.

Beim Setzen der Stangen erfolgte die grosse Überraschung: Die Zunge des Gletschers ist im untersten Abschnitt vollständig schuttbedeckt und besitzt im mittleren Abschnitt ausgeprägte Mittelmoränen. An mindestens zwei der vier geplanten Messpunkte konnte stellenweise schuttfreies Eis ausgemacht werden. Es wurde entschieden die Messungen auf schuttfreien Stellen durchzuführen. Dabei musste in Kauf genommen werden, dass nicht der reale Mas-

senbilanzgradient und die reale Massenbilanzverteilung sondern ein theoretischer Gradient und eine theoretische Verteilung für einen angenommenen schuttfreien Gletscher gemessen wird.

Um  $b_t$  abschätzen zu können, wurde ein Messpunkte in möglichst tiefer Höhenlage auf der Zunge gesetzt. Weitere zwei Messpunkte wurden in höheren Lagen aber ebenfalls in der Schlucht gesetzt. Der vierte Messpunkt wurde ausserhalb der Schlucht, im weitläufigen und wenig abgeschatteten oberen Teil des Gletschers gesetzt.

Am Vormittag und am Nachmittag des 23. Juli wurden zuerst die Stangen sa2 und sa3 gebohrt. Um auf den Gletscher zu gelangen, musste in die Schlucht abgeseilt werden. Sa2 wurde auf 2040 m ü. M. in einem schmalen schuttfreien Streifen gesetzt. Sa3 wurde auf 2220 m ü. M., direkt unterhalb des grossen Eisfalls gebohrt. Die Gletscheroberfläche ist bei sa3 grossteils schuttfrei, jedoch sehr unruhig. Die Wahl fiel auf eine Stelle mit ähnlicher Neigung wie bei sa2. Nach der Übernachtung auf der Cabane de Saleina wurde die Arbeit am 24. Juli weiter geführt. In der Mitte des breiten, vollkommen schuttfreien und flachen Gletscherabschnittes oberhalb des grossen Eisfalles wurde sa4 auf 2610 m ü. M. gebohrt. Während dem Abstieg wurde beschlossen erneut auf die Zunge abzuseilen und unterhalb von 2000 m ü. M. eine schuttfreie Stelle zu suchen um die letzte Stange zu setzen. Auf 1940 m ü. M. konnte auf einer relativ schuttarmen Fläche die Stange sa1 gesetzt werden. Unterhalb dieser Höhe ist die Zunge geschlossen bedeckt von grobblockigem Gestein.

Die Stangen wurden anschliessend am 9. September und am 14. Oktober noch einmal abgelesen. Abgesehen vom 14. Oktober (schneebedeckte Gletscheroberfläche bei der Stange sa4) konnte stets bei allen Stangen die Albedo gemessen werden.

## 4. Methoden Massenbilanzmodellierung

### 4.1. Vorhandene Ansätze zur Massenbilanzmodellierung

Massenbilanzmodelle werden von verschiedenen Autoren aufgestellt um das Verständnis der Gletscher-Klima Beziehung zu erweitern (Kuhn 1980, Munro 1991, Chen and Funk 1990, Hock 1998). Massenbilanzmodellierungen geben Aufschluss über die Klimasensitivität verschiedener Gletscher (Kuhn 1984, Oerlemans 1993, Braithwaite and Zhang 1999, Johannesson et al. 1995), oder werden genutzt, um anhand stattgefundenen Gletscherschwankungen mögliche ausschlaggebenden Klimaänderungen zu modellieren (Hastenrath and Anes 1995, Kaser et al. 1996). Weitere Anwendungen von Massenbilanzmodellierungen sind die Abschätzung von Abflussmengen (Johannesson et al. 1995, Hock 1998, Schuler et al. 2002) oder die Berechnung von Veränderungen der Gletscherausdehnungen im Zusammenhang mit Gefahrenabschätzungen (Huggel et al. 2003).

Grundsätzlich können zwei verschiedene Ansätze der Massenbilanzmodellierung unterschieden werden: Degree-Day Modelle und Energiebilanzmodelle. Beide Ansätze können als eindimensionale Berechnung (h-Achse), als zweidimensionale Modellierung entlang einer Fließlinie (x- und h-Achse) oder auf der Grundlage eines dreidimensionalen Höhenmodells (x-, y-, und h-Achse) zur Anwendung gelangen. Degree Day Modelle berechnen die Massenbilanz auf statistisch-empirische Weise, Energiebilanzmodelle sind physikalisch-prozessorientiert.

#### 4.1.1. Degree Day Modelle

Degree Day Modelle berechnen die Massenbilanz auf der Basis der Lufttemperaturen. Die Schmelze an der Gletscheroberfläche ist als Funktion der positiven Lufttemperaturen formuliert. Bei Temperaturen unter Null Grad tritt keine Schmelze auf. Ein sehr einfaches Degree Day Modell berechnet die Schmelzrate pro Zeiteinheit  $MR$  [ $m T^{-1}$ ] nach folgender Formel (verändert nach Schuler et al. 2002):

$$MR = \begin{cases} (MF + f_{snow/ice})t_a & ; t_a > 0 \\ 0 & ; t_a \leq 0 \end{cases} \quad (38)$$

$MF$  [ $m T^{-1} ^\circ C^{-1}$ ] ist ein Schmelz Faktor,  $f_{snow/ice}$  [ $m^2 W^{-1} m T^{-1} ^\circ C^{-1}$ ] ist ein Strahlungskoeffizient für Schnee- und Eis-Oberflächen und  $t_a$  [ $^\circ C$ ] ist die Lufttemperatur in der freien Atmosphäre.  $MF$  und  $f_{snow/ice}$  sind keine Faktoren die direkt gemessen werden können, sondern müssen über Massenbilanzmessungen kalibriert werden. In Kapitel 2.2 wurde aufgezeigt, dass die Schmelze in erster Linie eine Funktion der beiden Faktoren Lufttemperatur und Globalstrahlung ist. Eine Modellierung der Schmelze die alleine auf den Lufttemperaturen basiert, setzt eine sehr gute Korrelation zwischen Lufttemperatur und Globalstrahlung voraus. In der Tat besteht zwischen diesen beiden Faktoren eine hohe Korrelation. Nach geeigneter Kalibrie-

rung zeigen Massenbilanzmodellierungen, basierend auf dem Degree Day Ansatz, gute Übereinstimmung mit Messwerten (Johannesson et al. 1995, Schuler et al. 2002).

Der einfache Degree-Day Ansatz kann auf einfache Weise um den Faktor Strahlung ergänzt werden. Oerlemans (2001: 45) vergleicht ein einfaches Degree-Day Modell mit einem erweiterten Degree-Day Modell. Er zeigt auf, dass nach geeigneter Kalibrierung beide Modelle mit ähnlicher Genauigkeit die gemessene Schmelze an einem Punkt des Gletschers modellieren können. Eine zweite Rechnung mit um 1 °C erhöhter Lufttemperatur zeigt, dass die Klimasensitivität der spezifischen Massenbilanz von den beiden Modellen unterschiedlich vorausgesagt wird. Der einfache Degree-Day Ansatz erklärt die Schmelze alleine aufgrund der Lufttemperatur, dementsprechend sensibel reagiert das Modell auf eine Veränderung der Lufttemperatur. Die Veränderungen der spezifischen Massenbilanz werden durch das erweiterte Degree-Day Modell weniger als halb so gross berechnet.

#### 4.1.2. Energiebilanzmodelle

Ein erweitertes Degree-Day Modell ist gleichfalls der Übergang zur zweiten Klasse der Massenbilanzmodelle, den Energiebilanzmodellen. Diese Modelle formulieren die Massenbilanz über die Energiebilanz der Gletscheroberfläche. Ausführlich erläutert werden Energiebilanzmodelle in den Kapiteln 2.3.5 und 2.4.1 sowie 4.2. Im Unterschied zu Degree-Day Modellen berücksichtigt der Energiebilanz-Ansatz möglichst viele der die Massenbilanz bestimmenden Faktoren. Je mehr Faktoren berücksichtigt sind, desto weniger Gewicht fällt den einzelnen Faktoren zu und desto realistischer lässt sich die Sensitivität der Massenbilanz auf Klimaänderungen studieren. Ein Energiebilanz-Modell benötigt allerdings umfangreiche Input-Daten. Die Datenbeschaffung ist ein zeitraubender und teurer Prozess der vor allem im Hochgebirge mit vielen Unabwägbarkeiten verbunden ist. Suter (2002) beschreibt die technischen Schwierigkeiten, die Energiebilanzmessungen im Hochgebirge der Alpen mit sich bringen.

Ob ein Degree-Day Modell oder ein Energiebilanz-Modell verwendet wird, hängt von vorhandenen Messwerten sowie vom Ziel der Untersuchungen ab: Vorausgesetzt es sind Massenbilanz-Messungen zur Kalibrierung vorhanden, dann erlaubt ein Degree-Day Modell auf einfache und effiziente Weise eine gute Abschätzung von Grössen wie beispielsweise dem Schmelzwasserabfluss oder der spezifischen Massenbilanz. Berechnungen über längere Zeiträume mit einem Degree-Day Modell sind jedoch mit Unsicherheiten bezüglich der Klimasensitivität des Modells behaftet. Soll der Einfluss der verschiedenen Klimafaktoren auf die Massenbilanz untersucht werden, dann muss ein Modell, basierend auf dem Energiebilanz-Ansatz, gewählt werden. Das Gleiche gilt, wenn die Klimasensitivität von Massenbilanzen untersucht werden soll, oder wenn Massenbilanzmessungen fehlen, anhand derer ein Degree-Day Modell kalibriert werden könnte. Ebenfalls trägt ein Energiebilanz-Modell ungleich mehr zum Prozessverständnis Gletscher-Klima bei als der Degree-Day Ansatz.

### 4.2. Gewählter Ansatz

Die Modellierung soll Aufschluss geben, ob ein einziges Modell mit guter Genauigkeit die spezifischen Massenbilanzen und die Massenbilanzverteilung von Gletschern aus klimatisch unterschiedlichen Regionen der Schweizer Alpen modellieren kann. Die Modellierung soll auf einem Höhenmodell basieren. Das Modell soll ohne Kalibrierung auskommen, nur die Klimafaktoren werden dem jeweiligen Lokalklima angepasst.

Wie in Kapitel 2.6 beschrieben, variieren die Temperaturen im Schweizer Alpenraum eher wenig. Unterschiedliche  $ELA_0$  zwischen den Regionen gründen primär auf anderen Klimafaktoren. Alleine aus diesem Grund musste die Wahl auf den Energiebilanz-Ansatz fallen. Sollte sich zeigen, dass mit guter Genauigkeit eine Modellierung für verschiedene Regionen durchgeführt werden kann, dann begünstigt eine Modellierung auf dem Energiebilanz-Ansatz auch weiterführende Studien zur Klimasensitivität der Alpengletscher. Ein weiterer Grund für die Wahl eines Energiebilanz-Modell ist die im weltweiten Vergleich sehr grosse Verfügbarkeit von Klimadaten für den Alpenraum. Bewusst wurde ein einfaches Modell gesucht: Komplexe Modelle benötigen entsprechend genaue Klimadaten, diese sind auch im Alpenraum nur für einzelne Jahre und einzelne Gletscher vorhanden. Komplexe numerische Modelle rechnen in kleinen Zeitschritten, der Rechenaufwand ist entsprechend gross und für allerlei aufschlussreiche Experimente wäre viel weniger Zeit vorhanden.

Die Wahl fiel auf ein einfaches Energiebilanz-Modell, das von Oerlemans (2001: 48) aufgestellt wurde. Das Modell berechnet die Massenbilanz auf numerische Weise in Tagesschritten. Der kurze Abschnitt aus Oerlemans (2001: 48), auf welchem alle Berechnungen basieren, soll im Folgenden zitiert werden [eigene Anmerkungen in eckigen Klammern], Auslassungen [...]:

„Werden Zeitschritte von einem Tag verwendet, dann kann die kumulative Massenbilanz  $B_{kum}$  mit folgender Gleichung beschrieben werden:

$$B_{kum}(T + 1) = B_{kum}(T) + \Delta T \left( \min\left(0; \frac{-E}{L}\right) + P_{solid} \right) \quad (39)$$

$T$  ist die diskrete Zeitvariable (Tagesnummer) und  $\Delta T$  der Zeitschritt (Anzahl Sekunden pro Tag). [Schmelze ist negativ und als obere Grenze wird 0 gesetzt.] Der tägliche mittlere Energiefluss  $[E]$  ist parametrisiert als:

$$E = d(1 - \alpha)Q_e + C_0 + C_1 t_a \quad (40)$$

$Q_e$  ist die extraterrestrische Strahlung,  $d$  die totale Transmissivität,  $\alpha$  die Albedo und  $C_0 + C_1 t_a$  die Summe der langwelligen Strahlungsbilanz und des turbulenten Austausch, linearisiert um den Nullpunkt (demzufolge  $t_a$  [= Temperatur in der freien Atmosphäre] in °C). Entsprechend den Diskussionen im vorangehenden Kapitel [des Buches „Glaciers and Climate Change“] liegt  $C_1$  typischerweise bei  $10 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ ,  $C_0$  wird als Kalibrierungs-Parameter gebraucht. Die Transmissivität  $[d]$  enthält die Transmissivität des klaren Himmels, die Effekte von Wolken und geometrischen Faktoren. Wie wir bald sehen werden, kann die Albedo nicht konstant gehalten werden. Der einfachste Ansatz ist die Verwendung zweier Albedo Werte: einen für Schnee und einen für Eis.

Angeichts aller vorangehend diskutierten Prozesse ist diese Formulierung des Oberflächen-Energieflusses immer noch nicht besonders genau. Trotzdem führt sie zu einem instruktiven Modell das mehr Möglichkeiten bietet als ein analytischer Ansatz.

Ein Massenbilanzprofil kann nun berechnet werden indem die Lufttemperatur mit einem Höhengradienten variiert wird. Wir müssen auch noch definieren unterhalb welcher Temperatur der Niederschlag als Schnee fällt. Der jährliche Temperaturgang wird über eine Sinusfunktion beschrieben und die Niederschlagsrate ist konstant im Jahresverlauf [...].

Weil Interaktion zwischen den Bedingungen an der Oberfläche und dem Energiefluss besteht (über die Albedo), kann nach der Integration über ein Jahr kein stationäres Resultat erwartet werden.“

#### 4.2.1. Getroffene Vereinfachungen

Vor dem Start der Modellierung ist es unerlässlich die getroffenen Vereinfachungen aufzulisten. Die vollständige Formulierung der Energie- und Massenbilanz von Kuhn (1980: 6) und die vom selben Autor aufgestellte vereinfachten Energie- und Massenbilanzgleichung (siehe Kapitel 2.2 und 2.3) sind in untenstehender Tabelle dem verwendeten Energiebilanz-Modell von Oerlemans (2001) gegenübergestellt:

	Kuhn (1980) vollständig	Kuhn (1980) vereinfacht	Oerlemans (2001) vereinfacht
<b>Strahlungsbilanz = R =</b>	$Q(1 - \alpha) + I_i - I_o$	$Q(1 - \alpha) + I_i - I_o$	$Q_e d(1 - \alpha) + C_0$
<b>Schmelze = M =</b>	$-(R + H - L_E + P - W_G)/L$	$-(R + C_k t_a)/L$	$-(R + C_1 t_a)/L$
<b>Ablation = a =</b>	$M - V - D_- - D_{L-} - D_K$	M	M
<b>Akkumulation = c =</b>	$P_{\text{solid}} + P_{\text{stored}} + P_C + D_+ + D_{L+}$	$P_{\text{solid}} + D$	$P_{\text{solid}}$

Tabelle 6: Gegenüberstellung eines vollständigen (Kuhn, 1980) und zweier vereinfachter Energiebilanz-Modelle (Kuhn, 1980, Oerlemans, 2001).  $H$  = turbulenter Wärmefluss;  $L_E$  = latenter Wärmefluss durch Verdunstung und Kondensation;  $P_{\text{stored}}$  = flüssiger Niederschlag (falls an der Oberfläche gefrierend);  $W_G$  = Aufwärmen von Schnee, Firn oder Eis;  $t_a$  = Temperatur freie Atmosphäre;  $L$  = Schmelzwärme Eis;  $Q$  = Globalstrahlung (einfallende kurzwellig Strahlung, direkt und gestreut);  $\alpha$  = Albedo;  $I_i$  = einfallende langwellige Strahlung;  $I_o$  = emittierte langwellige Strahlung;  $Q_e$  = extraterrestrische kurzwellige Strahlung;  $d$  = Korrekturfaktor Strahlung;  $C_k$ ,  $C_1$  und  $C_0$  = Konstanten;  $V$  = Verdunstung;  $D_-$  und  $D_+$  = Ablation bzw. Akkumulation durch Drift;  $D$  = Summe der Winddrift;  $D_{L-}$  und  $D_{L+}$  = Ablation bzw. Akkumulation durch Lawinen;  $D_K$  = Kalben;  $P_{\text{solid}}$  = Niederschlag in fester Form;  $P_{\text{stored}}$  = Niederschlag flüssig im Gletscher gespeichert;  $P_C$  = Akkumulation durch Kondensation.

Die mathematische Ausformulierung der Energiebilanz und die angewandten Vereinfachungen von Oerlemans (2001: 48) sind weitgehend identisch mit der von Kuhn (1980: 6) verwendeten vereinfachten Energiebilanz. Beide Autoren beschreiben die Schmelze über die Faktoren  $R$  und  $H$ . Der turbulente Wärmefluss wird mit einer linearen Funktion die alleine von  $t_a$  abhängt angenähert, die Temperatur der Gletscheroberfläche  $t_{sf}$  wird mit  $0^\circ\text{C}$  angenommen. Der latente Wärmefluss durch Kondensation, gefrierender Niederschlag sowie das Aufwärmen von Schnee und Eis werden nicht in die Energiebilanz einbezogen. Kuhn rechnet direkt mit der Globalstrahlung, Oerlemans verwendet die extraterrestrische Strahlung und fügt einen zusätzlichen Korrekturfaktor ein. Die langwellige Strahlungsbilanz wird von Kuhn explizit ausformuliert, Oerlemans setzt nur eine Konstante ein und verwendet diese zusätzlich als Korrekturfaktor für das ganze Modell.

Kuhn bezieht im Gegensatz zu Oerlemans die Schneedrift durch Wind in das Modell mit ein, sonst unterscheiden sich die Modelle in der Ausformulierung von  $c$  und  $a$  nicht: Massenverlust oder Massengewinn durch Verdunstung und Kondensation, Lawinen, Kalben und im Gletscher gespeicherte Niederschläge in flüssiger Form werden vernachlässigt. Der wichtigste Unterschied zwischen den beiden Modellen besteht in der Ausformulierung: Kuhn verwendet ein analytisches, Oerlemans ein numerisches Modell.

Durch obenstehende Aussagen sind die getroffenen Vereinfachungen des für die Modellierung gewählten Modelles von Oerlemans nur teilweise beschrieben. Die Klima-Variablen  $Q$ ,  $t$ ,  $P_s$  und  $d$  sind ihrerseits wieder Funktionen der Zeit, der Höhe und anderer Parameter. Diese Funktionen zu beschreiben ist gezwungenermassen mit Vereinfachungen verbunden. Die Modellierung der verwendeten Klima-Variablen wird in Kapitel 4.7 erläutert.

### 4.3. Programmierung in vier Schritten

Die Massenbilanzmodellierung erfolgte in vier Schritten. Das verwendete Modell bleibt über alle vier Schritte weitgehend unverändert, der erzeugte Output variiert von Programm zu Programm:

- |    |                  |                                    |                                |
|----|------------------|------------------------------------|--------------------------------|
| 1. | <b>Excel:</b>    | 1 Dimensional                      | h-Achse und Geogr. Br.         |
| 2. | <b>AML:</b>      | 1 dimensional                      | h-Achse und Geogr. Br.         |
| 3. | <b>AML/Grid:</b> | 3 dimensional                      | x-, y-, h-Achse und Geogr. Br. |
| 4. | <b>AML/Grid:</b> | 3 dimensional, zusätzlicher Output | x-, y-, h-Achse und Geogr. Br. |

Noch vor dem Beginn der Feldarbeiten wurde das numerische Massenbilanzmodell in eine Excel-Tabelle implementiert um erste Erfahrungen mit der numerischen Modellierung zu gewinnen. Die ein- und dreidimensionalen Programmierungen in AML wurden alle nach dem Abschluss der Feldarbeiten, in der Zeit von November 2002 bis März 2003, durchgeführt. Auf die eindimensionalen Modellierungen soll hier nicht eingegangen werden, eine kurze Beschreibung findet sich in Anhang G. Die Programmierung für den dritten und vierten Schritt ist weitgehend identisch und soll am Beispiel des vierten geschriebenen Programmes ausführlich erläutert werden.

#### 4.3.1. GIS als Plattform

Berechnung und Darstellung der Resultate erfolgte mit den GIS Programmen Arc/Info 8.1 und Arc-GIS 8.2. Die Kombination von Arc/Info zur Berechnung und Arc-GIS für die Darstellung und Analyse der Resultate ermöglicht Programmierung, schnelle Analyse und vielfältige Möglichkeiten zur Darstellung der Resultate. Sowohl Arc/Info als auch Arc-GIS ermöglichen Berechnungen mit Vektordaten und mit Grid-Daten. Berechnung, Analyse und Darstellung der Resultate wurde fast ausschliesslich auf der Basis von Grids durchgeführt. Einzig bei der Analyse der Resultate wurden vektorbasierten Gletscherumrisse zu Hilfe genommen.

Die Programmierung erfolgte in AML (Arc Macro Language). Bei AML handelt es sich um eine ältere befehlsorientierte Macrosprache die stark auf Anwendungen in Geographischen Informationssystemen zugeschnitten ist. AML ermöglicht eine unkomplizierte Verarbeitung räumlicher Daten, im Gegenzug ist die Programmierung mathematischer Kalkulationen in AML umständlich. Für Rechnungen mit Grids kann in Arc/Info das Unterprogramm GRID gestartet werden. Ein AML Programm, dass in GRID gestartet wird, kann neben den normalen AML Direktiven auch spezielle GRID Befehle enthalten. Letztere erlauben verschiedene Berech-

nungen mit Grids. Über GRID Befehle lassen sich auch komplexere mathematische Formeln auf einfache Weise programmieren.

## 4.4. Dreidimensionale Massenbilanzmodellierung in AML unter Verwendung digitaler Höhenmodelle

Es wurden zwei Programme zur Berechnung von Gletscher-Massenbilanzen auf der Basis dreidimensionaler Höhenmodelle aufgestellt. Die Höhenmodelle müssen in Raster-Form vorliegen. Die beiden Programme zur Massenbilanzmodellierung werden im Folgenden MB3 bzw. MB4 genannt. Das Programm MB4 ist eine Weiterentwicklung von MB3, die Programmstruktur beider Programme ist weitgehend identisch. Unterschiede bestehen vor allem in der Modellierung des Niederschlags und im erzeugten Output. Nachfolgende Erläuterungen beziehen sich alle auf MB4, gelten jedoch weitgehend auch für MB3.

MB4 basiert auf dem in Kapitel 4.2 und 4.2.1 vorgestellten Massenbilanz-Modell. MB4 ist in AML geschrieben, die Modellierung wird im Programm GRID durchgeführt. Die Berechnung der Gletscher-Massenbilanzen erfolgt numerisch in Tages-Schritten und kann über einen beliebig langen Zeitraum durchgeführt werden. Die Berechnung erfolgt für jedes Pixel des gewählten DHM-Grid einzeln und unabhängig von allen anderen Pixeln. Wechselwirkung zwischen den Pixeln besteht einzig bei der Berechnung von Abschattungseffekten in SRAD (Moore et al. 1993).

Grundsätzlich neu gegenüber der eindimensionalen Modellierung gestaltet sich die flächen-deckende Kalkulation der Globalstrahlung auf der Basis dreidimensionaler Höhenmodelle. Die Berechnung der Globalstrahlung ist im Unterschied zu den eindimensionalen Programmen nicht mehr in den Programmcode integriert, das Programm ist angewiesen auf Input Grids der potentiellen direkten Strahlung. MB4 rechnet in Tagesschritten. Entsprechend muss für jeden zu berechnenden Tag ein Input Grid eingelesen werden. Um Massenbilanzen über beliebig lange Zeiträume rechnen zu können, müssen demzufolge 365 Grids der potentiellen direkten Strahlung vorhanden sein. Sind 365 Grids erstellt, dann ermöglicht das simple Einlesen der Grids mit geringem Rechenaufwand schnelle und beliebig wiederholte Berechnungen. Die Integration der Strahlungsberechnung in den Programmcode hätte das Bereitstellen von Input Grids überflüssig gemacht, der Programmablauf wäre aber um vieles schleppender geworden und Zeit für weiterführende Analysen wäre verloren gegangen.

### 4.4.1. Programmstruktur

Im Folgenden soll die gewählte Programmstruktur und der Ablauf des Programmes erläutert werden. Die angewendeten AML und GRID Befehle werden nicht erläutert, der vollständige Programmcode ist im Anhang G enthalten.

Die Programmstruktur ist im linken Schema in Abbildung 17 dargestellt. Der Programmablauf ist in drei Abschnitte unterteilt. Zu Beginn des eigentlichen Programmes legt der Benutzer in einer Eingabemaske die klimatischen Parameter, das DHM und die Zeitspanne der Berechnung fest. Das Programm bereitet anschliessend die Parameter für die Massenbilanzberechnung vor und stellt Grids bereit die im Programmablauf Verwendung finden.



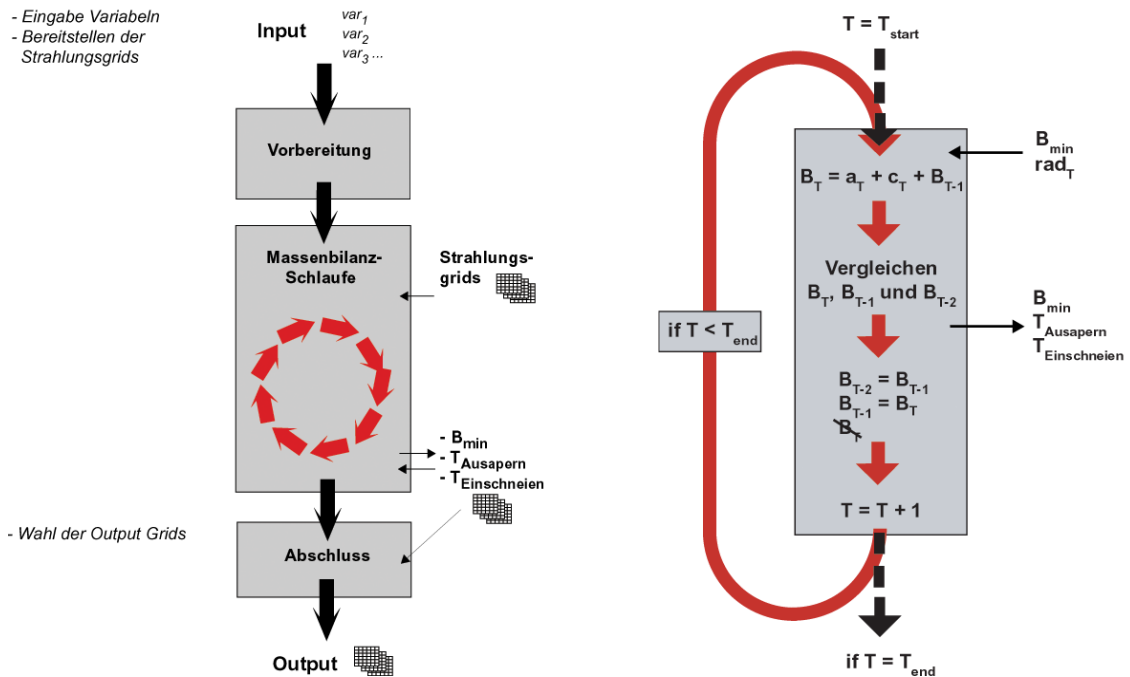


Abb. 17: Struktur von MB4. Linke Grafik: Dreiteiliger Aufbau des Programmes MB4. Rechte Grafik: Massenbilanz-Schleife.

Im zentralen Element wird die eigentliche Massenbilanzberechnung durchgeführt. Das Element ist als Schleife programmiert (Abbildung 17 rechts). Für jeden Tag  $T$ , für den gilt  $T_{start} \leq T \leq T_{end}$ , durchläuft das Programm die Schleife. Für den ersten Durchlauf wird der Zähler  $T$  auf  $T = T_{start}$  gestellt, am Ende jedes Durchlaufes wird  $T = T + 1$  bis  $T = T_{end}$ .

Zu jedem Zeitpunkt  $T$  der Massenbilanzberechnung werden die beiden Grids  $B_{T-2}$  bzw.  $B_{T-1}$  - die kumulative Massenbilanz am Tage  $T-2$  bzw. am Tage  $T-1$  -, abgespeichert. Zu Beginn jedes Durchlaufes wird das Strahlungs-Grid für den Tag  $T$  eingelesen. Für jedes Pixel des Input-DHM berechnet MB4 in Abhängigkeit von  $T$ , der Höhe (m ü. M.), klimatischen und strahlungsrelevanten Parametern Akkumulation und Ablation am Tag  $T$ . Das Grid der kumulativen Massenbilanz am Tage  $T$  ( $B_T$ ) berechnet sich aus der Addition der Akkumulation am Tag  $T$ , der Ablation am Tag  $T$  und dem Grid  $B_{T-1}$ . Nach der Berechnung von  $B_T$  werden einige Output-Grids aufdatiert und zwischengespeichert. Bei Ende jedes Durchlaufes wird  $B_{T-1}$  in  $B_{T-2}$  und  $B_T$  in  $B_{T-1}$  umbenannt. Abschliessend wird  $B_T$  gelöscht und die Schleife wird für den folgenden Tag neu gestartet. Nach dem letzten Tag der gewählten Berechnungsperiode wird die Schleife gestoppt und das Programm läuft einen Schritt weiter zum dritten und abschliessenden Block. Der Benutzer kann wählen welche Output-Grids geschrieben werden. Abschliessend legt das Programm die gewählten Output-Grids sowie eine Text-Datei mit den Werten aller verwendeten Input-Parameter in einen neuen Ordner ab.

Für die Berechnung der kumulativen Massenbilanz würde es genügen am Ende jedes Durchlaufes  $B_T$  in  $B_{T-1}$  umzubenennen und am nächsten Tag auf der Basis von  $B_{T-1}$  das neue  $B_T$  zu berechnen. Die Notwendigkeit der Berechnung der drei Grids,  $B_{T-2}$ ,  $B_{T-1}$  und  $B_T$  ist folgendermassen begründet: Das Modell kennt zwei verschiedene Albedo  $\alpha_e$  und  $\alpha_s$  für Eis bzw. Schnee.

Das Programm muss selbstständig zu jedem Zeitpunkt  $T$  zwischen Eis- und Schneeoberfläche unterscheiden können. Gilt für ein Pixel beispielsweise:

$$B_{T-1} > 0 > B_T \quad (41)$$

dann ist der Gletscher an diesem Tag auf diesem Pixel ausgeapert und die Albedo wechselt von  $\alpha_s$  zu  $\alpha_e$ . Um mit kumulativen Bilanzen zu rechnen, muss obenstehende Bedingung angepasst werden. Dass die Eisoberfläche identisch zur Fläche mit kumulativer Bilanz Null ist, gilt alleine bei Start der Berechnung und im späteren Verlauf nur noch für das Akkumulationsgebiet. Für die meisten Pixel im Ablationsgebiet des Gletschers sind die kumulativen Bilanzen bereits nach einjähriger Berechnung permanent negativ. In einem Minima-Grid ( $B_{\min}$ ) wird der Wert der kumulativen Bilanz für den Zeitpunkt des Einschneien gespeichert. Um festzustellen ob ein Minimum vorliegt, wird die kumulative Bilanz  $B_{T-2}$  benötigt.  $B_{T-1}$  ist ein Minimum falls gilt:

$$B_T > B_{T-1} \leq B_{T-2} \quad \text{und} \quad B_{T-1} < 0 \quad (42)$$

Bei jedem Durchlauf werden alle Pixel auf diese Bedingung geprüft. Tritt die Bedingung ein, dann wird für die betroffenen Pixel  $B_{\min} = B_{T-1}$  gesetzt. Für das Akkumulationsgebiet gilt immer:  $B_{\min} = 0$ . Der Zeitpunkt des Ausaperns ist neu für einen beliebigen Punkt und für beliebiges  $T$  definiert:

$$B_{T-1} > B_{\min} < B_T \quad (43)$$

Abbildung 18 wurde mit dem eindimensionalen Massenbilanzmodell in Excel erstellt und verdeutlicht das Prinzip der Minima. Die Abbildung zeigt den Verlauf der kumulativen Massenbilanz für vier verschiedene Höhenstufen. Mit gestrichelten Linien sind die jeweiligen Minima markiert. Immer wenn ein Minimum unterschritten wird, ist der Gletscher auf der betreffenden Höhenstufe ausgeapert. Das Eintreten eines neuen Minimum markiert den Zeitpunkt des Einschneien. Auf der Höhenstufe 2925 m ü. M. apert der Gletscher nur im ersten Jahr aus und es wird nur ein Minimum gesetzt. In den folgenden Jahren apert die Oberfläche nie mehr aus, das Minimum bleibt erhalten.

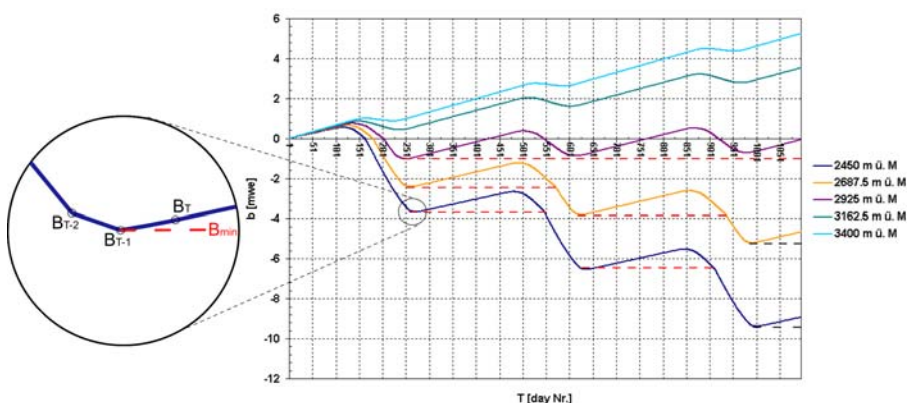


Abb. 18: Verlauf der kumulativen Bilanz für vier Höhenstufen im Zeitraum von drei Jahren. Mit gestrichelten Linien sind die Minima markiert.

Das Minima-Grid findet ebenfalls Verwendung bei der Berechnung der kumulativen Bilanz am Tage  $T$ . Über eine Reihe von Konditionen (siehe Tabelle 7) wird ermittelt, ob Ablation auf der Eisoberfläche, auf der Schneeoberfläche oder auf beiden Oberflächen stattfindet, wobei Schmelze immer negativ ist.

<b>1</b>	<i>if</i> $B_{\min} > B_{T-1}$ <i>and</i> $c <  a_s $	<i>then</i> $B_T = B_{T-1} + ((c/a_s) + 1)a_e$
<b>2</b>	<i>if</i> $B_{\min} > B_{T-1}$ <i>and</i> $c >  a_s $	<i>then</i> $B_T = B_{T-1} + c + a_s$
<b>3</b>	<i>if</i> $B_{\min} < B_{T-1}$	<i>then</i> $B_T = B_{T-1} + c + a_s$

*Tabelle 7: Konditionen nach denen entschieden wird auf welche Weise die kumulative Bilanz am Tage T berechnet wird. Im Programmablauf werden die Konditionen in der Reihenfolge von 1 nach 3 geprüft.  $a_e$  = Ablation am Tag T auf einer Eisoberfläche;  $a_s$  = Ablation am Tag T auf einer Schneeoberfläche;  $c$  = Akkumulation am Tag T;  $B_{\min}$  steht für das Minima Grid.*

Kondition 1 ist immer erfüllt wenn am Ende von Tag T-1 eine Eisoberfläche vorliegt und am Tag T die Akkumulation kleiner dem Betrag von  $a_s$  ist. Dies ist für zwei unterschiedliche Situationen der Fall: Findet am Tag T Schneefall statt ( $c > 0$ ) und ist der Betrag der Schmelze am Tag T bei  $\alpha_s$  (Albedo Schnee) grösser als  $c$ , dann erfolgt am Tag T zuerst Schmelze auf einer Schneeoberfläche und anschliessend Schmelze auf einer Eisoberfläche. Über  $(c/a_s) + 1$  ist der Anteil am ganzen Tag T bestimmt, während dem Schmelze auf der Eisoberfläche stattfindet. Findet am Tag T kein Schneefall statt ( $c = 0$ ), dann resultiert  $c/a_s + 1 = 1$ , während des ganzen Tages findet Schmelze an der Eisoberfläche statt. Falls gilt  $c > |a_s|$  dann ist Kondition 2 erfüllt und Schmelze findet alleine auf der Schneeoberfläche statt. Kondition 3 ist immer erfüllt wenn am Ende von Tag T-1 eine Schneedecke auf dem Gletscher liegt. Unabhängig davon ob Schneefall am Tag T stattfindet, wird  $a_s$  verwendet. Geschildertes Verfahren führt zu einem kleinen Fehler im Betrag von maximal 2 cmwe am Tag des Ausaperns: Die Schneedecke in mwe ist zu Beginn des Tages kleiner als  $a_s$  am Tag des Ausaperns, trotzdem wird während des ganzen Tages mit  $a_s$  gerechnet,  $a_e$  kommt nicht zur Anwendung.

Über die Stellung der drei kumulativen Bilanzen  $B_T$ ,  $B_{T-1}$  und  $B_{T-2}$  zueinander lassen sich weitere Informationen gewinnen. MB4 speichert beispielsweise den Zeitpunkt des Ausaperns und des Einschneiens in zwei separaten Grids. Durch Subtraktion der beiden Grids wird die Länge der Schmelzperiode bestimmt.

## 4.5. Modellierung klimatischer Input-Parameter

Das verwendete einfache Massenbilanz Modell benötigt eine grosse Anzahl klimatischer Input-Parameter die in Tabelle 8 zusammengefasst sind. Die potentielle direkte Strahlung bei klarem Himmel wird nicht in MB4 berechnet sondern mit dem Programm SRAD (Moore et al. 1993), welches die in Tabelle 9 aufgelisteten Parameter verwendet.

Variable	Einheit	Beschreibung
$T_{\text{start}}$	Tag Nr.	Erster Berechnungstag
$T_{\text{ende}}$	Tag Nr.	Letzter Berechnungstag
$P_{2000 \text{ dez-feb}}$	m	Niederschlagssumme 2000 m ü. M. Dezember bis Februar
$P_{2000 \text{ mar-mai}}$	m	Niederschlagssumme 2000 m ü. M. März bis Mai
$P_{2000 \text{ jun-aug}}$	m	Niederschlagssumme 2000 m ü. M. Juni bis August
$P_{2000 \text{ sep-nov}}$	m	Niederschlagssumme 2000 m ü. M. September bis November
$MAAT_{2000}$	°C	MAAT auf 2000 m ü. M.
$t_{\text{ampl}}$	K	Jahresamplitude des Temperaturgang
$t_g$	K/100m	Temperaturgradient
$P_g$	m/100m	Niederschlagsgradient
$t_s$	°C	Temperatur unterhalb derer Niederschlag in Form von Schnee fällt
$d$	-	Reduktionsfaktor Globalstrahlung
$\alpha_e$	-	Albedo Eis
$\alpha_s$	-	Albedo Schnee
$C_0$	$\text{W m}^{-2}$	Konstante der langwelligen Strahlungsbilanz
$C_1$	$\text{W m}^{-2} \text{K}^{-1}$	Konstante des turbulenten Wärmeflusses
$d_{\text{hm}}$	Grid	Digitales Höhenmodell (DHM)
$rad_T$	Grid	Strahlungsgrids für jeden Tag T des Jahres

Tabelle 8: Variablen zur Berechnung der Massenbilanz in MB4.

Variable	Einheit	Beschreibung
$d_{\text{hm}}$	Grid	Digitales Höhenmodell (DHM)
$N\text{-Br}_{\text{min}}$	°n. Br.	minimale nördliche Breite in gewähltem DHM
$N\text{-Br}_{\text{max}}$	°n. Br.	maximale nördliche Breite in gewähltem DHM
$T_{\text{start}}$	Tag Nr.	Erster Tag der Berechnung
$T_{\text{ende}}$	Tag Nr.	Letzter Tag der Berechnung
$T_{\text{sch}}$	Tage	Zeitspanne für die jeweils ein Strahlungsgrid berechnet wird

Tabelle 9: Variablen zur Erstellung der Strahlungsgrids in SRAD. Die berechneten Grids enthalten für jede Zelle die über  $T_{\text{sch}}$  gemittelte potentielle direkte Strahlung bei klarem Himmel.

Die Massenbilanz reagiert auf Veränderungen jedes einzelnen der klimatischen Input-Parameter sehr sensibel. Für jene sind Funktionen erforderlich, welche eine Beziehung zu  $T$ ,  $h$ ,  $x$ ,  $y$  (und weiteren Faktoren) herstellen. Deren Herleitung wird im Folgenden beschrieben. Besonderes Augenmerk soll auf die getroffenen Vereinfachungen gelegt werden. Der Vergleich mit Messwerten soll Anhaltspunkte geben wie genau die Modellierung mit Messungen übereinstimmt. Um die Analyse übersichtlicher zu gestalten, wird gemäss Tabelle 6 folgende Unterteilung vorgenommen:

- Modellierung der Strahlungsbilanz  $R = Q_d(1 - \alpha_{e/s}) + C_0$
- Modellierung der Ablation  $a = M = -(R + C_1 T_a)/L$
- Modellierung der Akkumulation  $c = P_s$

#### 4.5.1. Modellierung der Strahlungsbilanz

Die Verwendung dreidimensionaler Höhenmodelle erlaubt eine genaue Berechnung der Globalstrahlung. Die Berechnung der Globalstrahlung wurde nicht selber programmiert, sondern es werden Grids der potentiellen direkten Strahlung eingelesen.

Die potentielle direkte Strahlung wurde mit dem Programm SRAD (Moore et al. 1993) berechnet, welches auf Basis eines DHM sehr genaue Werte liefert (Heggem 2001). Für jede Zelle des DHM wird in Abhängigkeit von Zeitpunkt, Höhe, Neigung und Exposition und unter Berücksichtigung der lokalen Abschattung (11.25 Grad Horizontauflösung, nach dem Algorithmus von Dozier and Frew, 1991) die potentielle direkte Strahlung berechnet. Die Transmissivität einer wolkenlosen Atmosphäre nimmt mit der Höhe zu. SRAD berücksichtigt diesen Effekt.

Abbildung 19 stellt die von SRAD berechnete potentielle direkte Strahlung bei klarem Himmel in den Kontext gemessener Globalstrahlung. Der ausgeprägte Unterschied zwischen den berechneten Werten und den Messungen zeigt, dass die kalkulierten Modellwerte mittels eines Korrekturfaktors angepasst werden müssen. Der zu verwendende Korrekturfaktor widerspiegelt im wesentlichen die Reduktion der Globalstrahlung durch die Bewölkung. Nach Oerlemans (2001: 22) sind die grossen Unterschiede zwischen den drei von ihm untersuchten vergletscherten Regionen in erster Linie auf unterschiedliche Bewölkungstypen zurückzuführen: Am Vatnajökull herrscht meist dichte und tiefhängende Bewölkung. Die Globalstrahlung ist gegenüber den anderen beiden Stationen deutlich reduziert, gleichzeitig resultiert ein starker Höhengradient. In Grönland herrschen hohe und dünne Wolken vor, die Globalstrahlung auf Meereshöhe zeigt ähnliche Werte wie am Pasterzenkees in den Österreichischen Alpen auf 2500 m ü. M.

In Abbildung 19 eingefügt sind Werte der Globalstrahlung in den Schweizer Alpen. Um optimale Vergleichbarkeit mit den Messwerten von Oerlemans zu gewährleisten und um Effekte der Abschattung minimal zu halten, sind für alle Stationen die Durchschnittswerte für den Monat Juni eingetragen. Die Werte der Schweizer Messstationen liegen generell deutlich unter den Messwerten von Oerlemans. Letztere wurden durch Messungen direkt auf Gletschern ermittelt. Durch Reflektionen von verschneiten umliegenden Hängen kann die Globalstrahlung in vergletschertem Gebiet gegenüber gletscherfreien Regionen oder Gipfellagen (Säntis, Corvatsch, Pilatus) erhöht ausfallen. Vergleiche der Messwerte von Oerlemans mit den Messwerten der MeteoSchweiz (2002) sind vorsichtig vorzunehmen: bei ersteren handelt es sich um Messungen in einem einzigen Sommer, letztere sind 20-Jahres Mittel.

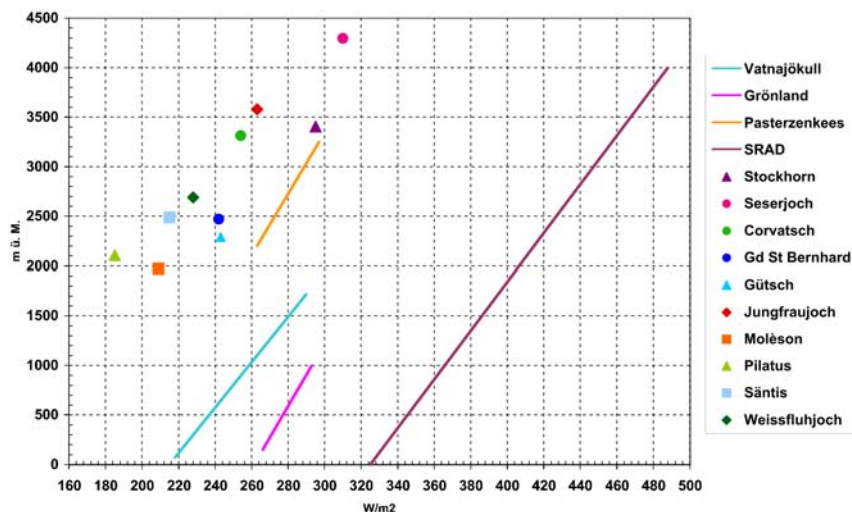


Abb. 19: Vergleich gemessener Globalstrahlung (Daten für Grönland, Vatnajökull und Pasterzenkees: Oerlemans 2001. Daten aller Stationen ausser Seserjoch und Stockhorn: MeteoSchweiz 2002. Stockhorn: Nina Riesen. Seserjoch: Suter 2002: 55) und mit SRAD berechneter potentielle direkte Strahlung in verschiedenen Höhen für  $46^{\circ} 30' N.$  Br. und den 180. Tag des Jahres. Die Werte der Messstationen von MeteoSchweiz sind Durchschnittswerte für den ganzen Monat Juni, gemittelt über die Periode 1980 - 2001. Die Berechnung mit SRAD erfolgte für jede Höhenstufe auf einer ebenen Fläche unter Ausschluss von Abschattung.

Relativ deutlich lassen sich in Abbildung 19 die Messstationen am niederschlagsreichen Alpennordhang abgrenzen. Die Globalstrahlung ist bei den Stationen Pilatus, Säntis und Molèson gegenüber den anderen Stationen reduziert. Im Gegenzug werden in den niederschlagsarmen Walliser Südtälern (Stockhorn und Seserjoch) deutlich erhöhte Werte der Globalstrahlung beobachtet. Eine Abschätzung der Globalstrahlung auf der Basis von Niederschlagssummen muss mit Vorsicht geschehen. Eine hohe Korrelation zwischen hohen Niederschlagssummen und tiefer Globalstrahlung existiert nicht: Beispielsweise verzeichnet die Station Weissfluhjoch im Monat Juni ähnliche Niederschläge als die Station Grand St Bernard, trotzdem zeigt letztere in besagtem Monat eine deutlich höhere Globalstrahlung.

Angesichts der unterschiedlichen Globalstrahlung auf dem Gebiet der Schweizer Alpen kann die von SRAD berechnete Strahlung nicht mit einem einzigen Korrekturfaktor angepasst werden. Deshalb wurde der Korrekturfaktor auf Basis von Abbildung 19 je nach Region unterschiedlich gewählt. Wo keine Messwerte vorlagen, wurden Abschätzungen der Globalstrahlung anhand der nächstgelegenen Messstationen vorgenommen. Die simple Multiplikation mit dem Korrekturfaktor verändert zusätzlich den Gradient der Globalstrahlung: je grösser der Korrekturfaktor, desto kleiner der Gradient. Für den Alpennordhang resultieren somit kleine Gradienten, was im Widerspruch zu erwähnten Aussagen von Oerlemans zur Globalstrahlung am Vatnajökull steht.

Der Korrekturfaktor  $d$  wird als konstant im Jahresverlauf eingesetzt. Abbildung 20 verdeutlicht die Problematik des konstanten Korrekturfaktors. Für die Station Jungfrauoch kann eine sehr gute Übereinstimmung zwischen modellierten und gemessenem Jahresgang der Globalstrahlung erzielt werden. Hingegen zeigen die Messungen auf dem Säntis ein frühes Maximum im Mai, die Modellierung fällt im Frühling deutlich zu tief aus, im Sommer leicht zu hoch und im Herbst wieder leicht zu tief. Ein ähnliches Bild wie bei der Station Säntis zeigt sich bei allen anderen Messstationen (siehe Tabelle 7 in Anhang B) mit Ausnahme der erwähnten Station

Jungfraujoch. Auf der Basis eines konstanten Korrekturfaktors  $d$  lässt sich der gesamte Jahresverlauf nicht mit befriedigender Genauigkeit modellieren. Der Korrekturfaktor  $d$  wurde auf der Basis von Abbildung 19 stets so gewählt, dass für den Zeitraum Mai bis September durchschnittliche gemessene Globalstrahlung und durchschnittliche modellierte Globalstrahlung gut übereinstimmen. Abweichungen zwischen Messwerten und Modellierung wurden für Zeiten wenig intensiver Schmelze oder für die Akkumulationsperiode in Kauf genommen. Beispielsweise wurde für die Massenbilanzmodellierung des Oberen Grindelwaldgletschers  $d = 0.57$  gewählt: Die gemessene Globalstrahlung für die Monate Juni und Juli auf der Station Jungfraujoch (3580 m ü. M.) beträgt  $264 \text{ W/m}^2$ . SRAD berechnet für die selbe geographische Breite und 3500 m ü. M.  $469 \text{ W/m}^2$  ( $469 \text{ W/m}^2 \cdot 0.57 = 267 \text{ W/m}^2$ ). Für Stationen mit Strahlungsmaximum im Mai wurde  $d$  so gewählt, dass der Betrag des modellierten Strahlungsmaximums Ende Juni dem gemessenen Strahlungsmaximum im Mai entspricht.

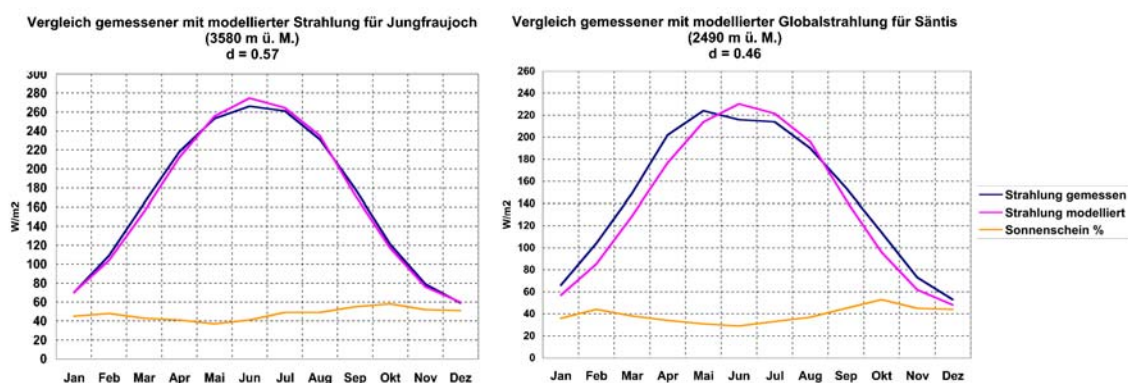


Abb. 20: Vergleich des modellierten Jahresganges der Globalstrahlung mit gemessenen Werten der Stationen Jungfraujoch (3580 m ü. M., vergletschert) und Säntis (2490 m ü. M., nicht vergletschert). Die Daten der beiden Stationen sind Mittelwerte für die Messperiode 1980 - 2001 (Daten: MeteoSchweiz 2002).

Die Messungen zeigen eine zeitliche Verschiebung von ca. zwei Monaten zwischen Strahlungsmaximum im Mai und Temperaturmaximum Ende Juli. In der Modellierung liegen beide dichter zusammen, wodurch sich die Schmelze erhöht. Dieser Effekt konnte beobachtet werden bei einer Verschiebung des Temperaturmaximums.

Am Beispiel des Oberen Grindelwaldgletschers lässt sich eine gute Abschätzung des Effekts der Abschattung vornehmen. Abbildung 21 zeigt ein mit SRAD berechnetes Grid der potentiellen direkten Strahlung bei klarem Himmel für den Oberen Grindelwaldgletscher. Deutlich zu erkennen ist die tief eingeschnittene Schlucht in der die Zunge des Gletschers liegt und das weitläufige Akkumulationsgebiet. Die Abbildung stellt mit dem DHM berechnete Werte in den Kontext von Berechnungen unter Ausschluss von Abschattung. Für optimale Vergleichbarkeit (Effekte von Neigung und Exposition sollen ausgeschlossen werden), sind nur berechnete Strahlungswerte auf ebenen Abschnitten der Zunge des oberen Grindelwaldgletschers und auf ebenen Flächen des Akkumulationsgebiet in die Grafik aufgenommen.



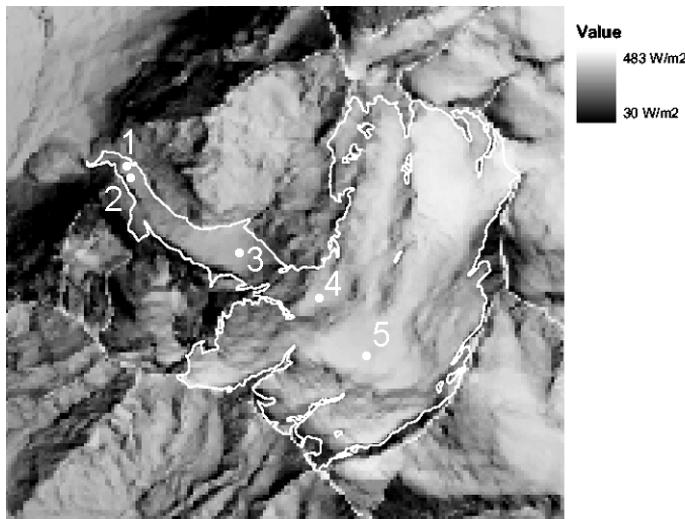


Abb. 21: Grid der potentiellen direkten Strahlung auf dem Oberen Grindelwaldgletscher. Das Grid zeigt die durchschnittliche Globalstrahlung am 180. Tag des Jahres bei klarem Himmel. Gezeigt ist der Obere Grindelwaldgletscher (46.5° N. Br.). Die Strahlungsverteilung wurde für den 180. Tag des Jahres gerechnet.

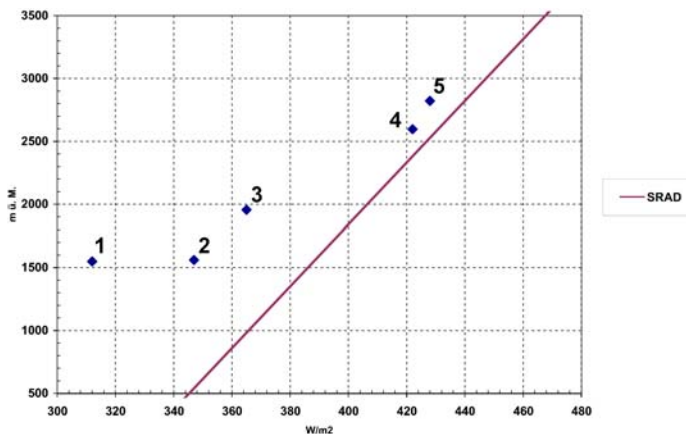


Abb. 22: Effekt der Abschattung. Durchgezogene Linie zeigt berechnete potentielle direkte Strahlung bei klarem Himmel (180. Tag, 46.5° N.Br.) auf ebenen Flächen unter Ausschluss von Abschattung. Punkte bezeichnen berechnete potentielle direkte Strahlung am 180. Tag bei klarem Himmel auf ebenen Abschnitten des DHM des Oberen Grindelwaldgletschers (siehe Abbildung 21).

Die Albedo der Gletscheroberfläche bestimmt den effektiv für die Schmelze zur Verfügung stehenden Anteil der Globalstrahlung. Tabelle 1 (Seite 7) enthält eine Auflistung möglicher Albedo-Werte für Gletscheroberflächen unter verschiedenen Bedingungen. Die durchgeführte Massenbilanzmodellierung unterscheidet zwischen Albedo von Schnee- und von Eisoberflächen. Im Moment des Ausaperns erfolgt ein sprunghafter Wechsel zu tiefer Albedo. Nach Oerlemans (2001: 25f.) findet normalerweise kein sprunghafter Wechsel statt sondern während dem Ausapern und später sinkt die Oberflächenalbedo über eine Zeitspanne von wenigen Tagen bis Wochen ab. Die Klimasensitivität in der Nähe der Gleichgewichtslinie wird durch den sprunghaften Wechsel der Albedo überbetont.

Die Albedo von Schnee ( $\alpha_s$ ) wurde in jeder Modellierung 0.72 gesetzt, gemäss Tabelle 1 entspricht dieser Wert normalerweise der Albedo von Schneeoberflächen während der sommerlichen Schmelzperiode. Für Eisoberflächen variiert die Albedo stark von Gletscher zu Gletscher und es kann kein einheitlicher Wert verwendet werden. (Die Problematik der Albedo auf Eisoberflächen wird in den Kapiteln 3.1 und 3.1.3 angesprochen.) Die selber vorgenommenen Albedomessungen erwiesen sich bei der Modellierung als sehr wertvoll, ermöglichten sie doch für jeden Gletscher eine grobe Abschätzung der durchschnittlichen Albedo seiner Eisoberfläche. Die Messungen verdeutlichten gleichzeitig, dass eine einheitliche Albedo für das ganze Ablationsgebiet als grosse Vereinfachung betrachtet werden muss.

$C_0$  steht für die langwellige Strahlungsbilanz und kann für die Feinabstimmung des Modells verwendet werden (Oerlemans 2001: 48). Die Annahme einer konstanten langwelligen Strah-



lungsbilanz im Jahresverlauf bedeutet eine starke Vereinfachung gegenüber der Realität. Die einfallende langwellige Strahlung ist abhängig von der Bewölkung, Temperatur und Luftfeuchtigkeit (Oerlemans 2001: 27). Im verwendeten Energiebilanzmodell ist  $C_0$  unabhängig von  $t_a$  und  $d$ . Diese Vereinfachung reduziert unter anderem die Tauglichkeit des Modells zur Abschätzung der Klimasensitivität.

#### 4.5.2. Modellierung von turbulentem Wärmefluss und Ablation

Für die Schmelze relevant ist in gewähltem Modell die Strahlungsbilanz und der turbulente (fühlbare) Wärmetransfer. Die Modellierung der Strahlungsbilanz wurde in obenstehendem Abschnitt diskutiert. Eine Parametrisierung des turbulenten Wärmetransfers ist ungleich komplexer als die Modellierung der Strahlungsbilanz. Für eine genaue Analyse der zahlreichen beteiligten Faktoren sei auf Oerlemans (2001: 28 ff.) und Munro (1991) verwiesen. Im verwendeten Modell kommt die einfachst mögliche Parametrisierung zur Anwendung, der turbulente Wärmefluss wird mit einer linearen Funktion der Lufttemperatur angenähert.

Die Lufttemperatur  $t_a$  wird als konstant im Tagesverlauf betrachtet, zur Berechnung des turbulenten Wärmeflusses am Tag  $T$  findet die modellierte durchschnittliche Temperatur des Tages  $T$  Verwendung. Der Ausschluss des täglichen Temperaturganges ist eine starke Vereinfachung. Wenn der turbulente Wärmefluss als lineare Funktion der Temperatur angenähert wird, können tägliche Mittelwerte verwendet werden und der Einbezug des täglichen Temperaturganges ist nicht erforderlich.

Der Temperaturverlauf über das Jahr wird mit einer Sinuskurve angenähert. Die Kurve wird aus den beiden Input-Variablen "Durchschnittliche Jahrestemperatur" (MAAT) und "Jahresamplitude" ( $t_{ampl}$ ) berechnet. Die Differenz zwischen MAAT und maximalem Monatsmittel ( $t_{max}$ ) ist in den Alpen generell grösser als die Differenz zwischen MAAT und minimalem Monatsmittel ( $t_{min}$ ) (siehe Tabelle 5 in Anhang B). Weil für die Massenbilanzmodellierung eine korrekte Modellierung von  $t_{max}$  wichtiger ist als  $t_{min}$ , wurde  $t_{ampl}$  mit:

$$t_{ampl} = t_{max} - MAAT \quad (44)$$

eingesetzt ( $t_{max}$  und MAAT in K).

Alle verwendeten Messdaten der Temperatur (siehe Tabelle 5 in Anhang B) zeigen, dass der Februar im Hochgebirge der Alpen der kälteste Monat ist, Juli und August weisen meist identische Temperaturen auf (siehe Tabelle 5 in Anhang B). Daher wird die Kurve des Temperaturganges um 30 Tage gegenüber dem extraterrestrischen Strahlungsgang verschoben. In der Höhe  $h$  ergibt sich ausgehend von der  $MAAT_h$  eine Sinuskurve, die Ende Juli ihren höchsten Wert erreicht ( $MAAT_h + t_{ampl}$ ), minimale Temperaturen treten Ende Januar auf ( $MAAT_h - t_{ampl}$ ). Es resultiert eine Kurve, welche den realen Temperaturverlauf für die Monate mit Durchschnittstemperaturen  $> 0^\circ\text{C}$  gut annähert, zu tiefe Temperaturen treten im Gegenzug im Winterhalbjahr auf (siehe Abbildung 23).

Es wird angenommen, dass der Temperaturgradient  $t_g$  in einer konstanten Beziehung zur Höhe steht und sich im Jahresverlauf nicht verändert. Tatsächlich ist  $t_g$  in den Wintermonaten aufgrund häufiger Inversionslagen generell tiefer als während den Sommermonaten. Im Sinne einer optimalen Modellierung der Verhältnisse während der sommerlichen Schmelzperiode wurde  $t_g$  mit dem Temperaturgradienten der Sommermonate gleichgesetzt. Es wurde immer  $t_g = -0.625 \text{ K}/100\text{m}$  gewählt. Erneut resultiert die getroffene Vereinfachung in zu tiefen Wintertemperaturen. Dieser Fehler ist kaum relevant, weil nur wenige Gletscherzungen bis in die Inversionslagen hinab reichen.

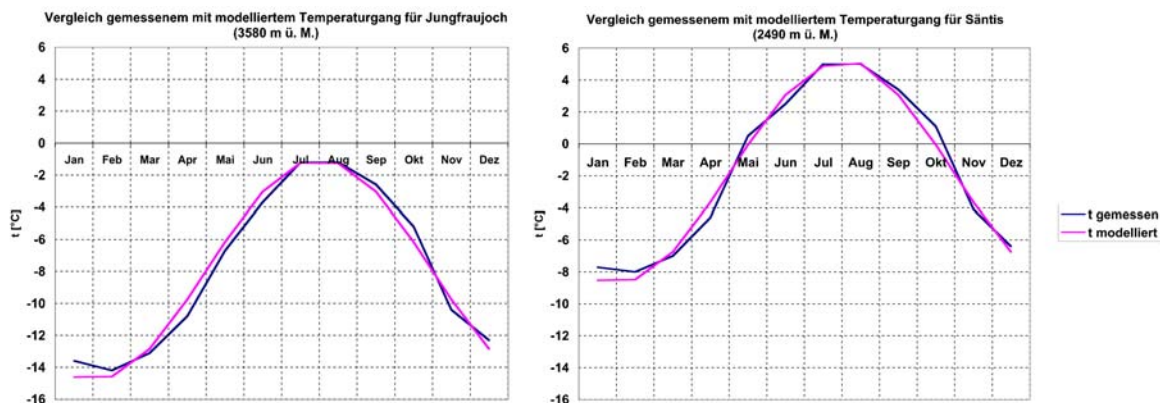


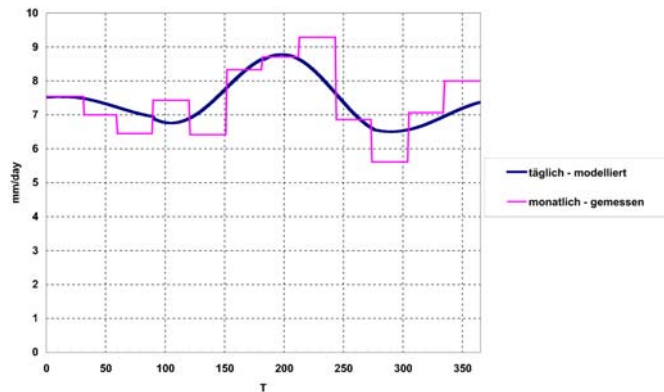
Abb. 23: Vergleich des modellierten Jahresgang der Temperatur mit gemessenen Werten der Stationen Jungfraujoch (3580 m ü. M., vergletschert) und Säntis (2490 m ü. M., nicht vergletschert). Die Daten der beiden Stationen sind Mittelwerte für die Messperiode 1960 - 1990 (Daten: MeteoSchweiz 2002)

#### 4.5.3. Modellierung der Akkumulation

Akkumulation erfolgt in verwendetem Modell nur durch Niederschläge in fester Form. Liegt am Tag  $T$  und in der Höhe  $h$  die Lufttemperatur  $t_a$  unter dem Wert  $t_s$ , dann erfolgt Niederschlag als Schneefall. Oerlemans (2001: 48) setzt  $t_s$  mit  $2^\circ\text{C}$  ein, andere Autoren (Rohrer 1992) wählen  $t_s = 1.2^\circ\text{C}$ . In vorliegender Arbeit wurde immer  $t_s = 1.5^\circ\text{C}$  verwendet. Angenommen der Niederschlag sei konstant im Jahresverlauf, sowie  $\text{MAAT}_{2000} = 1.5^\circ\text{C}$  und  $t_{\text{ampl}} = 7.5^\circ\text{C}$ , dann fällt mit  $t_s = 1.5^\circ\text{C}$  oberhalb 3200 m ü. M. der gesamte Jahresniederschlag als Schnee, auf 3000 m ü. M. fallen ca. 80% des Jahresniederschlages als Schnee, auf 2500 m ü. M. beträgt der Anteil des Schneefalls ca. 60% und auf 2000 m ü. M. sind es noch ca. 47% (weitere Berechnungen zum Anteil der festen Niederschläge siehe Tabelle 38 in Anhang E).

Der modellierte Niederschlag variiert mit den Jahreszeiten. Das Programm rechnet mit den vier Niederschlagssummen für die Jahreszeiten (siehe Tabelle 8). Die Unterteilung wurde übernommen aus dem hydrologischen Atlas der Schweiz welcher Karten zu den Niederschlagsmengen im Alpenraum enthält (HADES 2001). Vier der Karten zeigen die Niederschlagssummen über oben erwähnte Zeitabschnitte. Auf der Basis der vier Niederschlagssummen wird mit Hilfe von Sinuskurven der tägliche Niederschlag für jeden Tag des Jahres berechnet. Abbildung 24 zeigt die berechnete Kurve der durchschnittlichen täglichen Niederschläge im Vergleich zu monatlichen Messwerten (letzte sind ebenfalls umgerechnet auf durchschnittliche tägliche Niederschläge). Der gewählte Ansatz ermöglicht eine gute Modellierung des Niederschlages. Vor allem für Regionen mit ausgeprägten Trockenzeiten erwies sich gewählte Modellierung des Niederschlages als sehr hilfreich. Dies ist der Fall bei der Modellierung des Glaciar de Shallap, Cordillera Blanca, Peru, welche im Anhang D beschrieben wird.

Abb. 24: Niederschlagsmodellierung für Säntis. Modellierung der Niederschläge (mm/Tag) auf der Basis vierteljährlicher Niederschlagstotale. Zum Vergleich eingezeichnet die monatlichen Niederschlagssummen (umgerechnet auf mm/Tag) auf deren Basis die vierteljährlichen Totale gebildet wurden. (Daten der Monatstotale: Meteo-Schweiz 2002)



Niederschlag tritt in der Modellierung an jedem Tag des Jahres auf. Diese Annahme ist alles andere als realistisch. In weiteren Studien von Oerlemans (1991 und 1992) wurde mit einer fünftägigen Niederschlagsfrequenz gerechnet. Die im Unterkapitel Programmstruktur vorgestellte Berechnung der kumulativen Bilanz für den Tag  $T$  lässt Schmelze an Eis- und Schneeoberflächen während des gleichen Tages zu. Mathematisch macht es kein Unterschied, ob Schmelze während eines Tages auf der Schneeoberfläche und anschliessend während vier Tagen auf der Eisoberfläche stattfindet oder ob Schmelze während fünf Tagen für jeweils einen Fünftel des Tages auf Schnee und vier Fünftel des Tages auf Eis stattfindet.

MB4 rechnet mit einem konstanten Niederschlagsgradienten. Diese Annahme ist in vielen Fällen nicht gerechtfertigt. Niederschlagsgradienten im Hochgebirge sind sehr ungenau bekannt und Niederschlagsmessungen sind generell mit grossen Unsicherheiten behaftet (Frei & Schär 1998). Oberhalb einer gewissen Höhe nehmen die Niederschläge wieder ab, der Niederschlagsgradient wird negativ. Die Höhe des Niederschlagsmaximum liegt in den Alpen zwischen 3000 und 4000 m ü. M. Es ist kaum anzunehmen, dass die Höhe des Niederschlagsmaximum innerhalb des Alpenraums identisch ist. Zur Bestimmung der Gradienten wurden die Karten der Niederschlagsverteilung des hydrologischen Atlas der Schweiz herangezogen, zur Erstellung der Karte wurden lokal variierende Niederschlagsgradienten verwendet. Allgemein wurde versucht, einen Niederschlagsgradienten zu wählen der den Verhältnisse zwischen  $h_{\min}$  und  $h_{\max}$  des Gletschers am nächsten kommt.

Unter allen getroffenen Vereinfachungen ist die Vernachlässigung von Schneeuumlagerungen durch Drift und Lawinen wohl die gravierendste. Solange Schneeuumlagerungen nicht in das Modell einbezogen sind, ergibt es wenig Sinn, Zeit in eine noch ausgeklügeltere Modellierung der Niederschläge zu investieren. Schneefall und Schneeuumlagerung können bei Messungen im Hochgebirge nur schwer auseinandergehalten werden. Nach Hoinkes (1957) und Kotlyakov (1973) kann der Betrag der Schneedrift die Niederschlagssumme übersteigen. Auf grossen Gletschern beeinflussen Drift und Lawinen die spezifische Massenbilanz wenig, das Muster der Massenbilanzverteilung erfährt aber erhebliche Veränderungen. Massenbilanzverteilungen und spezifische Massenbilanzen sehr kleiner Gletscher können unter Vernachlässigung der erwähnten zwei Prozesse nicht sinnvoll modelliert werden. Eine Modellierung von Schneeuumlagerungen basiert auf vielen Annahmen wie beispielsweise einer vorherrschenden Windrichtung zur Berechnung der Winddrift (Greuell 1997), sie ist mit zahlreichen Unsicherheiten verbunden und lässt sich nicht mit eleganten physikalischen Formeln beschreiben.

Im Programmcode von MB4 ist lediglich eine einfache Umrechnung der Schneehöhe für geneigte Oberflächen enthalten:

$$P_{effs} = P_s \cos \gamma \quad (45)$$

Wobei  $P_s$  den Schneefall am Tag  $T$  in Wasseräquivalent und  $\gamma$  die Oberflächenneigung darstellen. Die Umrechnung gewährleistet, dass die Akkumulation immer senkrecht zur lokalen Oberfläche gemessen wird. Anders ausgedrückt: Auf geneigten Flächen muss sich die Akkumulation auf einer grösseren Oberfläche verteilen als in der Ebene, entsprechend geringer fällt die Schneehöhe aus.

## 5. Resultate Feldarbeit

### 5.1. Massenbilanzverteilung

Die Feldarbeit startete am 17. Juni auf dem Morteratschgletscher, die letzten Stangen wurden am 16. August auf dem Tiefengletscher und auf dem Bielenhorngletscher gesetzt. Am 4. Oktober wurden die ersten Messungen auf den bereits verschneiten Gletschern Witenwasseren und Geren abgeschlossen. Als letztes wurden am 4. November die Stangen auf dem Morteratschgletscher abgelesen. Die Messperiode variiert stark von Gletscher zu Gletscher. Auf dem Morteratschgletscher wurde während 140 Tagen gemessen, auf dem Witenwasseren-, Geren- Tiefen- und Bielenhorngletscher beträgt die Messperiode nur 50 Tage.

Der Zeitaufwand für die Feldarbeit war sehr gross, dies ungeachtet der versuchten Beschränkung auf schnell erreichbare Gletscher. An 41 Tagen wurde auf den Gletschern gearbeitet. Meistens wurde zu zweit oder zu dritt gearbeitet, insgesamt halfen 30 Personen bei der Arbeit auf den Gletschern. Als Faustregel erwies sich, dass man für Setzen oder Ablesen von vier Stangen auf einem Gletscher 10 bis 16 Stunden unterwegs ist. Ein grosser Teil dieser Zeit entfällt selbst bei gut erreichbaren Gletschern wie beispielsweise dem Findelgletscher auf Anmarsch und Marsch von Messpunkt zu Messpunkt. Sobald Anseilen, Abseilen oder Klettern nötig wird, erhöht sich der Zeitaufwand zusätzlich. In besonderem Fall war dies auf dem Oberen Grindelwaldgletscher der Fall: Die oberste und unterste Stange sind kaum einen Kilometer von einander entfernt, der Parkplatz ist ebenfalls nur einen Kilometer von der untersten Stange entfernt. Trotzdem verstrichen zwischen Abmarsch und Rückkehr jedes mal ca. 12 Stunden.

Während der Feldarbeit wurden 46 Messpunkte gesetzt. Auf dem Oberen Grindelwaldgletscher und auf dem Morteratschgletscher mussten die Stangen im Verlauf der Feldarbeit nachgebohrt werden um ein vollständiges Ausschmelzen zu verhindern. Von 46 Messpunkten konnten 43 mindestens einmal abgelesen werden. Insgesamt ist je ein Messpunkt auf den Gletschern Trift, Glärnisch und Witenwasseren verloren gegangen, weil die Stangen nie ausgeapert sind. Mit Ausnahme der Gletscher Witenwasseren, Geren, Tiefen und Bielenhorn wurden auf allen Gletschern zwei Kontrollgänge zum Ablesen der Stangen durchgeführt. Die Stangen auf dem Morteratschgletscher konnten vier mal abgelesen werden. Bei fast allen Kontrollgängen im Herbst waren die Gletscher teilweise oder vollständig eingeschneit. Bereits am 9. Oktober lag auf dem Glärnischfirn eine 70 -100 cm hohe Schneedecke. Zwei Stangen auf dem Glärnischfirn und zwei Stangen auf dem Vadrec del Forno waren eingeschneit und selbst mit Hilfe eines GPS nicht mehr auffindbar.

Tabelle 10 zeigt die Ablationswerte in mwe und senkrecht zur Oberfläche gemessen. Die Ablationswerte in m-Eis wurden mit dem Faktor 0.9 auf mwe umgerechnet. Bei einigen Messpunkten lag zu Beginn der Messungen noch Schnee. Aufgrund der nicht bekannten Dichte der Schneedecke, wurden Schneehöhen nie in mwe umgerechnet. Die Schneehöhe bei Messbeginn ist jedoch als kursive Ziffer in Tabelle 10 vermerkt.

Für eine ausführlichere Zusammenstellung der Messwerte sei auf die Tabellen 1 - 4 in Anhang A verwiesen.

<b>Morteratsch-Gletscher</b>	17.6.-4.11.			
	2090	2280	2400	2490
	5	4.4	4.2	3.9
	12.7.-4.11.			
	3.4	2.9	2.8	2.6
<b>Oberer Grindelwaldgletscher</b>	22.6.-31.10.			
	1460	1480	1590	1670
	6.2	6.9	6.2	6
<b>Glärnischfim</b>	7.7.-20.8.	7.7.-4.11.	7.7.-20.8.	7.7.-20.8.
	2380	2440	2470	2600
	0.2 1.6	2.6	1 0.9	4 -
<b>Oberaar Gletscher</b>	9.7.-6.10.			
	2340	2450	2630	
	3.1	2.5	0.4 1.8	
<b>Vadrec dal Forno</b>	11.7.-2.11.			11.7.-22.8.
	2280	2440	2550	2660
	3.2	2.4	2.1	2 0.3
<b>Vadret del Corvatsch</b>	19.7.-24.8.			
	3060	3180		
	0.5 0.7	1.8 -		
<b>Glacier de Saleina</b>	24.7.-14.10.	23.7.-14.10.	23.7.-14.10.	24.7.-14.10.
	1920	2020	2200	2600
	3.3	2.9	2.9	2.2
<b>Trift-Gletscher (Weissmies)</b>	25.7.-17.10.	11.9.-17.10.	25.7.-17.10.	
	2830	3040	3230	
	2	0.2	1.3 -	
<b>Glacier de Moiry</b>	26.7.-15.10.			
	2440	2470	2680	
	2	1.8	1.8	
<b>Findel-Gletscher</b>	27.7.-16.10.			
	2560	2710	2850	
	2.9	2	1.9	
<b>Wittenwasseren-Gletscher</b>	14.8.-4.10.			
	2570	2640	2670	2700
	1.2	1.1	1	1.5 -
<b>Geren-Gletscher</b>	15.8.-4.10.			
	2480	2590	2640	
	1.6	1.2	1.2	
<b>Tiefen-Gletscher</b>	16.8.-5.10.			
	2510	2590	2620	2710
	1.3	1.1	1.3	0.9
<b>Bielenhorn-Gletscher</b>	16.8.-5.10.			
	2690			
	0.7			

Tabelle 10: Gemessene Ablation in m we, senkrecht zur lokalen Gletscheroberfläche, Höhe in m ü. M. Wo Messperioden auf einem Gletscher variierten, ist für jeden Messpunkt die Messperiode angegeben. Kurssive Zahlen bezeichnen die ungefähre Schneehöhe beim Setzen der Stangen.

In Abbildung 25 ist die gemessene Ablation in Abhängigkeit der Höhe aufgetragen. Die Ablation ist für bessere Übersichtlichkeit in der Form mmwe/day angegeben. Um die Vergleichbarkeit zusätzlich zu erhöhen, wurde für alle Gletscher die gemessene Schmelze durch die Anzahl Tage zwischen jeweiligem Messbeginn und 4. Oktober geteilt. Diesem Schritt zugrunde liegt die Annahme, dass Schmelze während des Monats Oktober vernachlässigbar klein ist im Vergleich zur Schmelze während den vorangehenden Monaten. Messungen bei denen zu Messbeginn mehr als 0.5 m Schnee lagen, sind in Abbildung 25 nicht berücksichtigt.

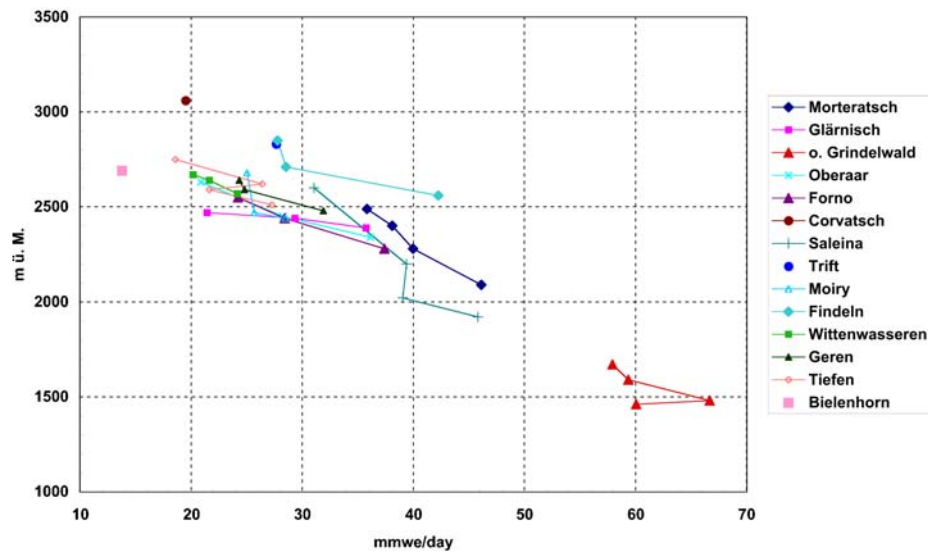


Abb. 25: Gemessene Ablation (mmwe /day) in Abhängigkeit der Höhe.

## 5.2. Massenbilanzgradienten

Die Gradienten der gemessenen Ablation sind in Tabelle 11 zusammengestellt. Aufgenommen in die Tabelle sind nur Gletscher auf denen mindestens zwei Messpunkte über die ganze Messperiode beobachtet werden konnten. Nicht berücksichtigt sind Messpunkte mit mehr als 0.5 m Schnee bei Messbeginn. Angegeben ist der Gradient zwischen Messpunkt mit maximaler Ablation und Messpunkt mit minimaler Ablation. Auf allen Gletschern, mit Ausnahme des Oberen Grindelwaldgletschers, zeigte der tiefstgelegene Messpunkt maximale Ablation und der höchstgelegene Messpunkt minimale Ablation. Der Gradient ist abhängig von der Zeitdauer (siehe Kapitel 2.4.1). In der rechten Spalte ist der Gradient pro Zeiteinheit (Tag) angegeben. Dividiert wurde durch die Zeitperiode zwischen Messbeginn und dem 4. Oktober.

Gletscher		m 100m <sup>1</sup> Messperiode <sup>1</sup>	cm 100m <sup>1</sup> day <sup>1</sup>
<b>Morteratsch-Gletscher</b>	17.6.-4.11. 2090-2490	0.28	0.26
<b>Oberer Grindelwaldgletscher</b>	22.6.-31.10. 1480-1670	0.43	0.42
<b>Oberaar Gletscher</b>	9.7.-6.10. 2340-2630	0.46	0.53
<b>Vadrec dal Forno</b>	11.7.-2.11. 2280-2550	0.42	0.49
<b>Glacier de Saleina</b>	24.7.-14.10. 1920-2600	0.16	0.22
<b>Glacier de Moiry</b>	26.7.-15.10. 2440-2680	0.10	0.14
<b>Findel-Gletscher</b>	27.7.-16.10. 2560-2850	0.34	0.50
<b>Wittenwasserer-Gletscher</b>	14.8.-4.10. 2570-2670	0.20	0.40
<b>Geren-Gletscher</b>	15.8.-4.10. 2480-2640	0.24	0.47
<b>Tiefen-Gletscher</b>	16.8.-5.10. 2510-2710	0.18	0.36

*Tabelle 11: Gradienten der gemessenen Ablation. Angegeben ist die Messperiode, die Höhe in m ü. M. für beide Messpunkte zwischen denen der Gradient ermittelt wurde. Die mittlere Kolonne bezeichnet den totalen gemessenen Gradienten über die ganze Messperiode. Rechte Kolonne enthält den Gradienten pro Tag. Für bessere Vergleichbarkeit wurde dividiert durch die Zeitspanne zwischen Messbeginn und 4. Oktober.*

Von anderen Autoren in den Alpen gemessene Massenbilanzgradient pro Jahr (siehe Tab. 13) liegen deutlich höher als die beobachteten Gradienten pro Messperiode in Tabelle 11. Grund für die grossen Differenzen ist die kurze Messperiode. Wie in Kapitel 3.4 aufgezeigt, müsste über ein ganzes Jahr gemessen werden um alle den Massenbilanzgradienten bestimmenden Faktoren zu berücksichtigen. Auch wenn die Messperiode kürzer als ein Jahr ist, können die Massenbilanzgradienten pro Jahr für einige der untersuchten Gletscher rekonstruiert werden. Tabelle 13 zeigt neben den in langjährigen Messreihen ermittelten Massenbilanzgradienten einiger Alpengletscher die rekonstruierten Massenbilanzgradienten für die Gletscher Oberer Grindelwald, Morteratsch, Glärnisch und Oberaar. Die Rekonstruktion basiert auf der Ablation an den tiefstgelegenen Stangen und der maximalen ELA im Verlauf der Feldarbeit (siehe Tabelle 12). Die Bestimmung der ELA ist mit grösseren Unsicherheiten behaftet. Das grösste Problem ist der komplexe Verlauf der Schneelinie, ebenfalls kann gefallener Neuschnee den Eindruck einer tiefen Schneelinie erzeugen. Die Schmelze an der Zunge konnte nur auf dem Glärnischfirn vom Moment des Ausaperns bis zum Einschneien im Herbst vollständig gemessen werden, für die anderen Gletscher muss die Schmelze vor dem Einsetzen der Messungen abgeschätzt werden.

Tabelle 12 zeigt die getroffenen Abschätzungen. Die ELA des Morteratschgletscher ist schwer auszumachen, es wurde ein vermuteter Wert für die ELA in den letzten Jahren eingesetzt. Auf



dem Oberen Grindelwaldgletscher setzten die Messungen am 21. Juni ein, für die Zeit vor diesem Datum wird eine Schmelze von 1.5 mwe geschätzt. Der Verlauf der Schneelinie lässt sich von der Zunge aus nicht beobachten, der Hüttenwart der Glecksteinhütte teilte seine eigenen Beobachtungen mit. Auf dem Glärnischfirn lag die Schneegrenze am 20. August auf 2580 m ü. M., Ende September wurde der Gletscher vollständig eingeschneit. Bis zum Moment des Einschneiens wird mit einem zusätzlichen Ansteigen der Schneegrenze auf 2600 bis 2650 m ü. M. gerechnet. Die Berechnung der Massenbilanzgradienten erfolgte mit folgender Formel:

$$\frac{100 \cdot b_{t2002}}{ELA_{2002} - h_{St}} = \frac{db}{dh} \quad [m \ 100m^{-1} \ yr^{-1}] \quad (46)$$

$h_{St}$  bezeichnet die Höhe in m ü. M. des verwendeten Messpunkts.

	Messung [mwe]	$b_{t2002}$ [mwe] (geschätzt)	$ELA_{2002}$	$h_{St}$	Angaben ELA
Morteratsch	-5.0	-5.5*	3000	2100	eigene Beobachtung
O. Grindelwaldgletscher	-6.9	-8.4	2700-2800	1450	Hüttenwart Glecksteinhütte
Glärnischfirn	-2.6	-2.6	2600-2650	2350	eigene Beobachtung
Oberaar	-2.9	-3.5	2750 - 2800	2350	eigene Beobachtung

Tabelle 12: Abschätzung von  $b_{t2002}$  und  $ELA_{2002}$  für vier untersuchte Gletscher. \*  $b_t = -5.5$  mwe ist der Mittelwert einer dreijährigen Messreihe in 2100 m ü. M., nahe der Zunge des Gletschers, durchgeführt von Oerlemans (Oerlemans 2001: 42).

Gletscher	ELA [m ü. M.]	$db/dz$ [mwe $100m^{-1} \ yr^{-1}$ ]	Quelle
Morteratsch	3000	0.61	eigene Messung
Oberer Grindelwald	2700-2800	0.62 - 0.67	eigene Messung
Oberaar	2750-2800	0.76 - 0.85	eigene Messung
Glärnisch	2600-2650	0.8 - 1.0	eigene Messung
Silvretta	2758	0.9	Herren et al.
Gries	2858	0.7	Herren et al.
Basodino	2850	ca. 0.9	Herren et al.
Rhone	2850	0.85	Chen, Funk 1990
Grosser Aletsch	2850	1	Haefeli 1962

Tabelle 13: Gemessene und rekonstruierte Massenbilanzgradienten für einige Alpengletscher.



## 6. Resultate Massenbilanzmodellierung

### 6.1. Verwendung der Klimaparameter

Das aufgestellte dreidimensionale Massenbilanzmodell wird getestet auf allen 14 im Rahmen der Feldarbeit untersuchten Gletschern. Zusätzlich erfolgt eine Modellierung der Massenbilanzverteilung für die im Rahmen des WGMS untersuchten Massenbilanzgletscher Gries, Basodino und Silvretta sowie für einen tropischen Gletscher aus den peruanischen Anden. Letztere Modellierung soll Anhaltspunkte geben, ob der gewählte Modellansatz auch für tropische Gletscher tauglich ist. Die Modellierung soll Aufschluss geben über die Genauigkeit des Modells und soll Informationen über  $db/dh$  sowie  $b_t$  in den verschiedenen Regionen der Schweizer Alpen erbringen.

Vor jeder Modellierung wurden die klimatischen Parameter für den zu modellierenden Gletscher abgeschätzt. Die Abschätzungen basieren auf Daten zur Globalstrahlung (1980 - 2000) und Temperatur (1960 - 1990) von der MeteoSchweiz (2002) (siehe Anhang B) sowie auf den Karten zur Verteilung der Niederschläge im Alpenraum (1960 - 1990) aus dem hydrologischen Atlas der Schweiz (HADES 2001). Die meisten verwendeten Klimaparameter sind nur punktuell bekannt oder allgemein mit grossen Unsicherheiten behaftet. Es resultiert ein relativ breiter Interpretationsspielraum.

Für alle Gletscher wurde eine Modellierung unter Verwendung vorhandener Klimaparameter durchgeführt. Aus dieser Modellierung sollte eine spezifische Massenbilanz für den gesamten Gletscher resultieren, die in grober Näherung dem Durchschnitt der Jahre 1960 - 1990 entsprechen könnte. Aufgrund der vorhandenen Unsicherheiten der Klimaparameter waren in den meisten Fällen mehrere Versuche nötig um eine Massenbilanzverteilung zu erzielen, die erwähntem Durchschnittswert entsprechen könnte. Wo stark negative oder stark positive Bilanzen auftraten, wurden die Klimaparameter im Rahmen des vermuteten Interpretationsspielraums angepasst. Tabelle 36 in Anhang F zeigt einen Vergleich verwendeter und gemessener Klimaparameter für alle 17 Gletscher. Toleriert wurden schliesslich modellierte Massenbilanzverteilungen die einer spezifischen Massenbilanz des gesamten Gletschers im Rahmen von -0.4 bis 0.2 mwe entsprechen.

Es zeigte sich, dass bei direkter Übernahme der Klimadaten stets zu hohe ELA und deutlich negative Massenbilanzen auftraten. Im Sinne einer Kalibrierung wurden die Modellierungen durch das bewusste zu tiefe Ansetzen der Sommertemperaturen korrigiert. Die Temperaturen wurden als Kalibrierungsfaktor gewählt, weil die Modellierung der fühlbaren Wärmeflüsse und der langwelligen Strahlungsbilanz in angewendetem Modell sehr rudimentär vorgenommen wird. Die Werte der Globalstrahlung wurden so realistisch als möglich eingesetzt. Zwar ist die räumliche Verteilung der Globalstrahlung allgemein weniger genau bekannt als bei den Temperaturen, die Modellierung der Globalstrahlung erfolgt in vorliegendem Modell aber auf vergleichsweise komplexe und genaue Weise.

Zuerst wurden Modellierungen der Massenbilanzgletscher Gries und Silvretta durchgeführt. Zur Überprüfung des Modells sind die Massenbilanzgletscher optimal geeignet, weil viele Informationen aus langjährigen Messreihen zur Verfügung stehen. Anschliessend wurden die Massenbilanzverteilungen auf den 14 im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Gletschern modelliert und im nächsten Schritt mit den eigenen Messwerten verglichen. Die Witterung im Beobachtungszeitraum entsprach relativ gut dem langjährigen Mittel 1960-1990 (siehe Kapi-

tel 7.1). Die Verwendung der Messdaten zur Überprüfung der Ergebnisse wurde dadurch begünstigt.

Im Sinne einer Temperatursensitivitätsanalyse wurden für drei Gletscher (Silvretta, Oberer Grindelwaldgletscher und Findelgletscher) neben oben erwähnter Modellierung 1960-1990 noch je eine zusätzliche Modellierung bei um 1 °C erhöhter und bei um 1 °C abgesenkter MAAT<sub>2000</sub> durchgeführt. Alle anderen Parameter blieben gegenüber der Modellierung 1960-1990 unverändert.

Für den Glaciar de Shallap aus der peruanischen Cordillera Blanca wurde eine analoge Klimasensitivitätsanalyse durchgeführt (siehe Anhang D). Inklusiv des Glaciar de Shallap wurden Modellierungen auf 18 verschiedenen Grids durchgeführt.

Im Folgenden beziehen sich alle Analysen und Abbildungen auf die Bilanz über die letzten 365 Tage einer zweijährigen Modellierung (730 Tage). Alle Berechnungen wurden gestartet zwischen Tag Nr. 270 - 280 (25. September - 5. Oktober). Weil die Berechnung zu einem Zeitpunkt einsetzt wo die Bilanz für grosse Bereiche des Gletschers minimal ist, können numerische Modellierungen über den kurzen Zeitraum von nur zwei Jahren durchgeführt werden. Innerhalb der ersten 365 Tage sollte sich die numerische Modellierung einem Gleichgewicht annähern. Modellierungen über drei oder vier Jahre wurden zu Testzwecken durchgeführt und zeigten, dass die Bilanz für das dritte oder vierte Jahr nur sehr minim von der Bilanz des zweiten Jahres abweicht.

## 6.2. Modellresultate an drei Beispielen

Die Modellierungen der Massenbilanzverteilung für drei Gletscher werden im Rahmen dieses Kapitels eingehend vorgestellt, sämtliche andere Modellierungen sind in Anhang D aufgeführt. Die drei ausgewählten Grids umfassen:

- Gletscher der Silvretta-Gruppe
- Oberer Grindelwaldgletscher
- Findelgletscher und die zwei benachbarten Gletscher Triftij und Adler.

Damit umfasst die Auswahl einen eher maritim geprägten Gletscher (Oberer Grindelwaldgletscher), die eher kontinental geprägten Gletscher Findel, Triftij und Adler sowie den Silvretta-Gletscher, für welchen Daten aus jährlichen Massenbilanzmessungen vorliegen. Die gewählten DHM-Ausschnitte umfassen zusätzlich Gletscher für die keine Massenbilanzmessungen vorliegen. Der Vergleich modellierter spezifischer Massenbilanzen und Massenbilanzverteilungen von benachbarten Gletschern kann Hinweise ergeben ob das Modell geeignet ist, die Massenbilanzverteilung einer ganzen Region vernünftig zu modellieren.

Die Modellresultate für die drei Regionen sind folgendermassen gegliedert:

- **Inputparameter:** Auflistung sämtlicher verwendeter Inputparameter für die Modellierung einer Gleichgewichtssituation.
- **Modellierte Massenbilanzverteilung:** Grid der Massenbilanzverteilung für die modellierte Situation 1960 - 1990.
- **Massenbilanzprofil:** Aus modellierter Massenbilanzverteilung 1960 -1990 und bei um ein Grad erhöhter und abgesenkter MAAT herausgelesenes Massenbilanzprofil.

- **Vergleich Massenbilanzmessung mit Modellierung:** Gegenüberstellung von modellierten Massenbilanzwerten für eine Gleichgewichtssituation und gemessenen Massenbilanzwerten in einer Tabelle.
- **Temperatursensitivitäts-Analyse:** Grid der Massenbilanzverteilung bei um ein Grad erhöhter  $MAAT_{2000}$  und bei um ein Grad niedrigerer  $MAAT_{2000}$ .
- **Auflistung zentraler modellierter Gletscher-Parameter:**  $\bar{B}$ , ELA,  $b_t$  und AAR herausgelesen aus den Modellierungen für die Gleichgewichtssituation, für 1 °C erhöhte und für 1 °C abgesenkte Temperatur.

### 6.2.1. Modellierung Silvretta-Gruppe

Inputparameter:

Variable	Wert	Variable	Wert	Variable	Wert
$T_{start}$	275	$MAAT_{2000}$	1.1	$\alpha_e$	0.35
$T_{ende}$	1005	$t_{ampl}$	7	$\alpha_s$	0.72
$P_{2000 \text{ dez-feb}}$	0.47	$t_g$	-0.625	$C_0$	-10
$P_{2000 \text{ mar-mai}}$	0.52	$P_g$	0.05	$C_1$	10
$P_{2000 \text{ jun-aug}}$	0.77	$t_s$	1.5	dhm	Level1
$P_{2000 \text{ sep-nov}}$	0.52	d	0.47	rad $_{\tau}$	SRAD

Tabelle 14: Verwendete Variablen zur Modellierung der Massenbilanzverteilung in der Silvretta-Gruppe.

Modellierte Massenbilanzverteilung:

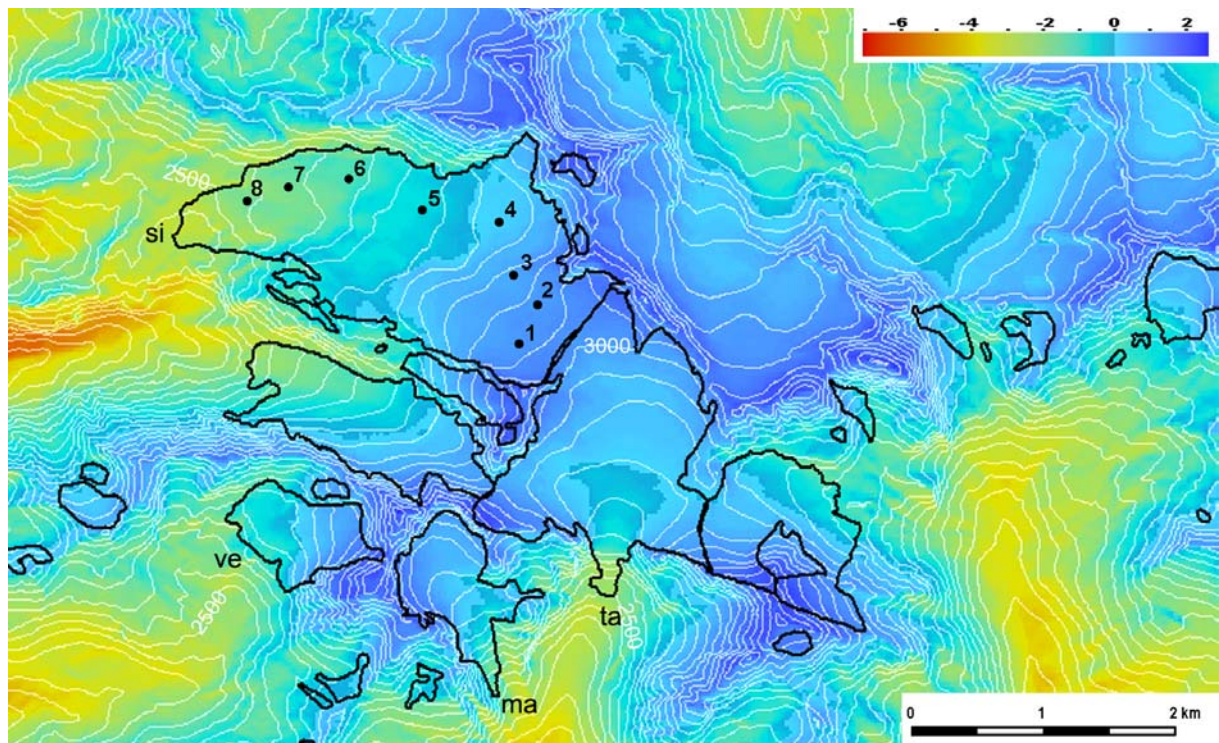


Abb. 26: Massenbilanzverteilung in mwe, Silvretta-Gruppe. Verwendete Klimaparameter gemäss Tabelle 14. Äquidistanz der Höhenlinien 50 m. Abkürzungen siehe Tabelle 16.

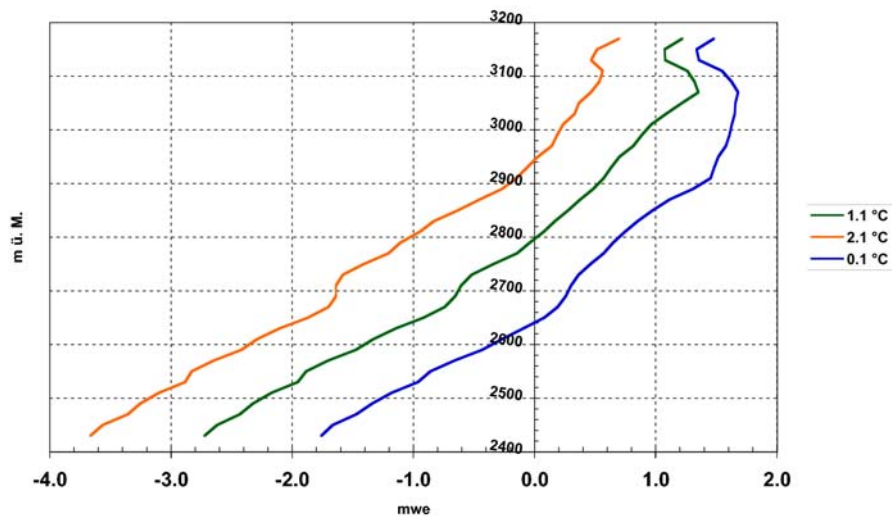


Abb. 27: Massenbilanzprofil Silvretta-Gletscher. Das der Modellierung zugrundeliegende DHM25 Level 1 wurde innerhalb der Umrisse des Gletschers in 20 m Intervalle unterteilt. Der Graph zeigt die spezifische Massenbilanz über jeden der 20 m Höhenintervalle. Input Parameter für Modellierung gemäss Tabelle 14.

#### Vergleich Massenbilanzmessung mit Modellierung:

$T_{\text{start}}-T_{\text{end}}$	8 2550	7 2580	6 2630	5 2730	4 2820	3 2910	2 2960	1 2980	$\bar{B}$
638-1003 (1 Jahr)	-1.75	-1.65	-1.3	-0.6	0.15	0.65	0.8	0.85	-0.26
30.09.95-30.09.96	-1.54	-1.53	-	0.15	0.26	0.64	0.86	-	-0.05

Tabelle 15: Vergleich modellierte lokale Massenbilanzen (obere Reihe) mit gemessenen lokalen Massenbilanzen (unterer Reihe) für den Silvretta-Gletscher (Herren et al. 2000). Lage der Messpunkte siehe Abbildung 26. Die Modellierung erfolgte unter Verwendung der Parameter in Tabelle 14.

#### Temperatursensitivitäts-Analyse:

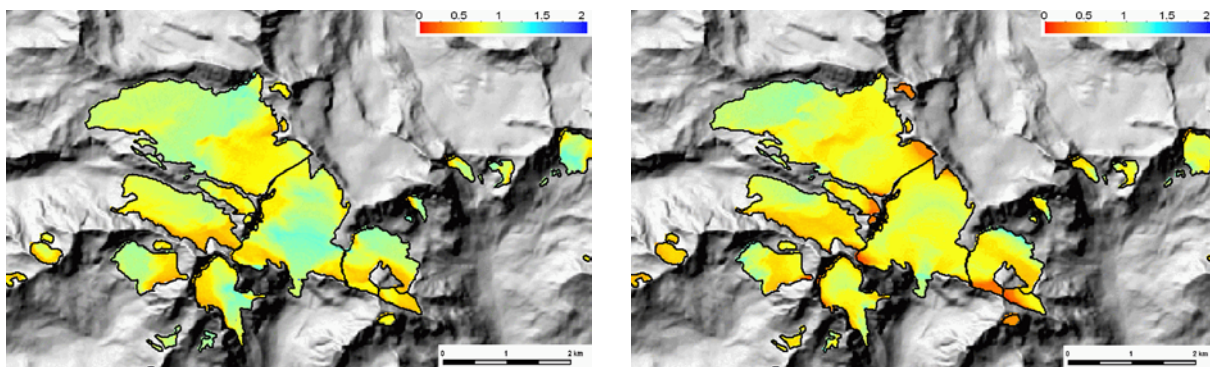


Abb. 28: Modellierter Veränderung der Massenbilanzverteilung (mwe) für die Gletscher der Silvretta-Gruppe (nur Schweizer Seite) beim Absenken der  $MAAT_{2000}$  von 2.1 °C auf 1.1 °C (linke Abbildung) bzw. von 1.1 °C auf 0.1 °C (rechte Abbildung). Alle andern Klimaparameter gemäss Tabelle 14.



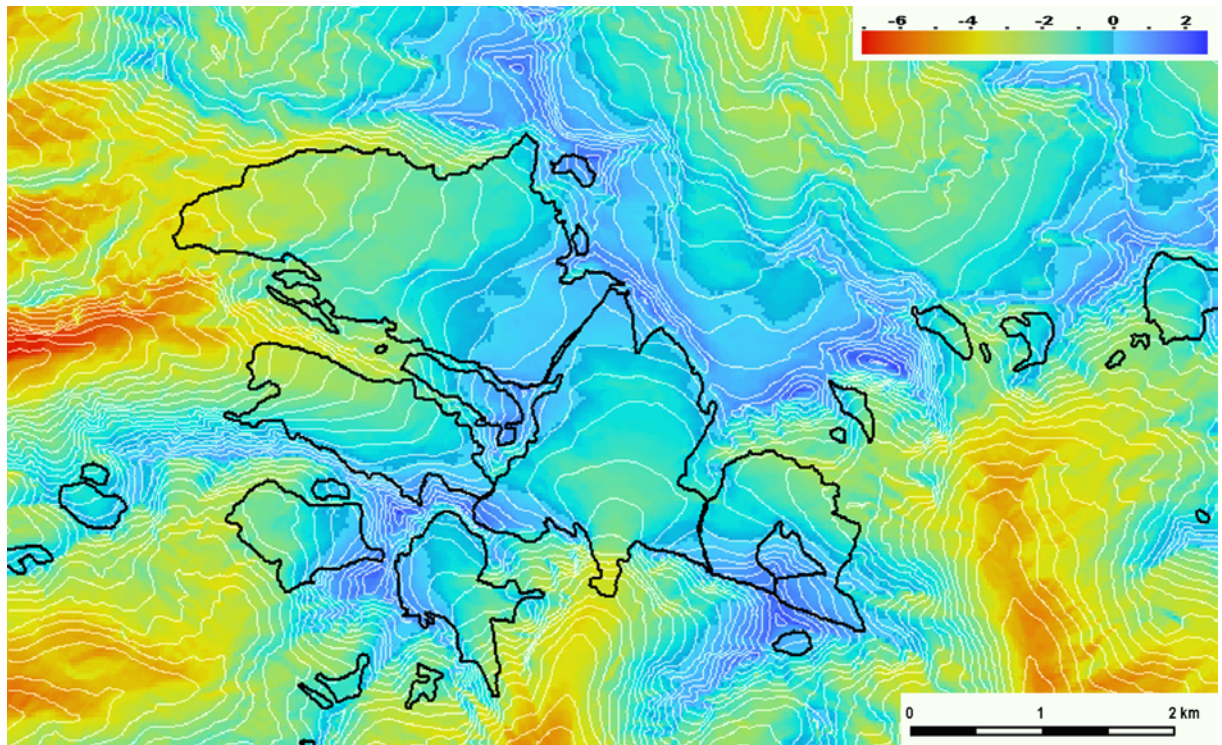


Abb. 29: Massenbilanzverteilung Silvretta-Gruppe (mwe) bei  $MAAT_{2000} = 2.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ , alle anderen Parameter gemäss Tabelle 14. Äquidistanz der Höhenlinien 50 m.

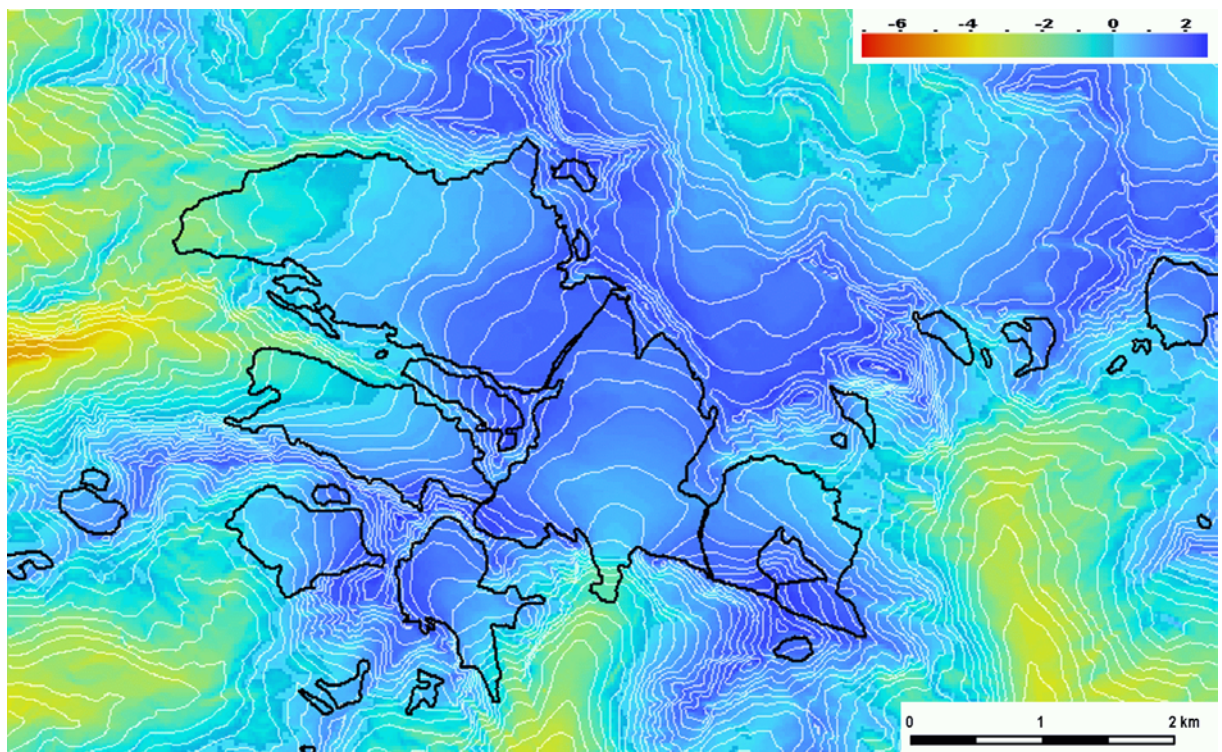


Abb. 30: Massenbilanzverteilung Silvretta-Gruppe (mwe) bei  $MAAT_{2000} = 0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ , alle anderen Parameter gemäss Tabelle 14. Äquidistanz der Höhenlinien 50 m.

**Auflistung zentraler modellierter Gletscher-Parameter:**

MAAT <sub>2000</sub> [°C]		0.1	1.1	2.1
<b>Silvretta-Gletscher</b> <b>si</b>	$\bar{B}$	0.57	-0.26	-1.16
	ELA	2660	2800	2960
	$b_t$	-1.7	-2.65	-3.6
	AAR	0.79	0.48	0.21
<b>Vadret Tiatscha</b> <b>ta</b>	$\bar{B}$	1.09	0.31	-0.63
	ELA	2720	2840	3000
	$b_t$	-1.3	-2.35	-3.3
	AAR	0.98	0.83	0.21
<b>Vernela-Gletscher</b> <b>ve</b>	$\bar{B}$	0.7	-0.08	-0.94
	ELA	2640	2780	2880
	$b_t$	0	-1.05	-1.95
	AAR	0.97	0.46	0.2
<b>Vad. da las Maisas</b> <b>ma</b>	$\bar{B}$	1.01	0.26	-0.59
	ELA	2660	2840	2960
	$b_t$	-0.65	-1.5	-2.35
	AAR	0.94	0.74	0.25

Tabelle 16: Spezifische Massenbilanz, ELA,  $b_t$  und AAR für vier Gletscher der Silvretta-Gruppe bei MAAT<sub>2000</sub> von 0.1 °C, 1.1 °C und 2.1 °C (alle anderen Klimaparameter gemäss Tabelle 14). Die Angaben wurden ermittelt aus den berechneten Grids der Massenbilanzverteilung (dargestellt in Abbildung 26, 29 und 30).

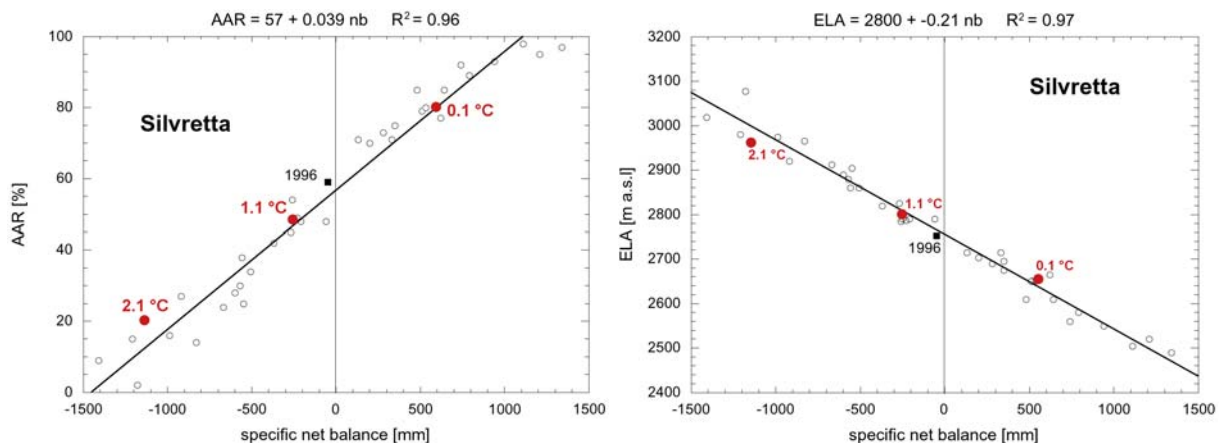


Abb. 31: Modellierte spezifische Massenbilanzen, AAR und ELA für drei verschiedene Werte von MAAT<sub>2000</sub> im Kontext der langjährigen Messreihe des Silvrettagletschers (1960-1997). Grafiken ergänzt nach Herren et al. 2000. Die Messung des Jahres 1996 ist hervorgehoben, gemessene lokale Massenbilanzen dieses Jahres werden in Tabelle 15 den modellierten lokalen Massenbilanzen des 1.1 °C Szenarios gegenübergestellt.



6.2.2. Modellierung Oberer Grindelwaldgletscher

Inputparameter:

Variable	Wert	Variable	Wert	Variable	Wert
T <sub>start</sub>	281	MAAT <sub>2000</sub>	1.2	$\alpha_e$	0.27
T <sub>ende</sub>	1011	t <sub>ampl</sub>	7.4	$\alpha_s$	0.72
P <sub>2000 dez-feb</sub>	0.52	t <sub>g</sub>	-0.625	C <sub>0</sub>	-10
P <sub>2000 mar-mai</sub>	0.6	P <sub>g</sub>	0.08	C <sub>1</sub>	10
P <sub>2000 jun-aug</sub>	0.73	t <sub>s</sub>	1.5	dhm	Level1
P <sub>2000 sep-nov</sub>	0.52	d	0.58	rad <sub>T</sub>	SRAD

Tabelle 17: Verwendete Variabeln zur Modellierung der Massenbilanzverteilung des Oberen Grindelwaldgletschers

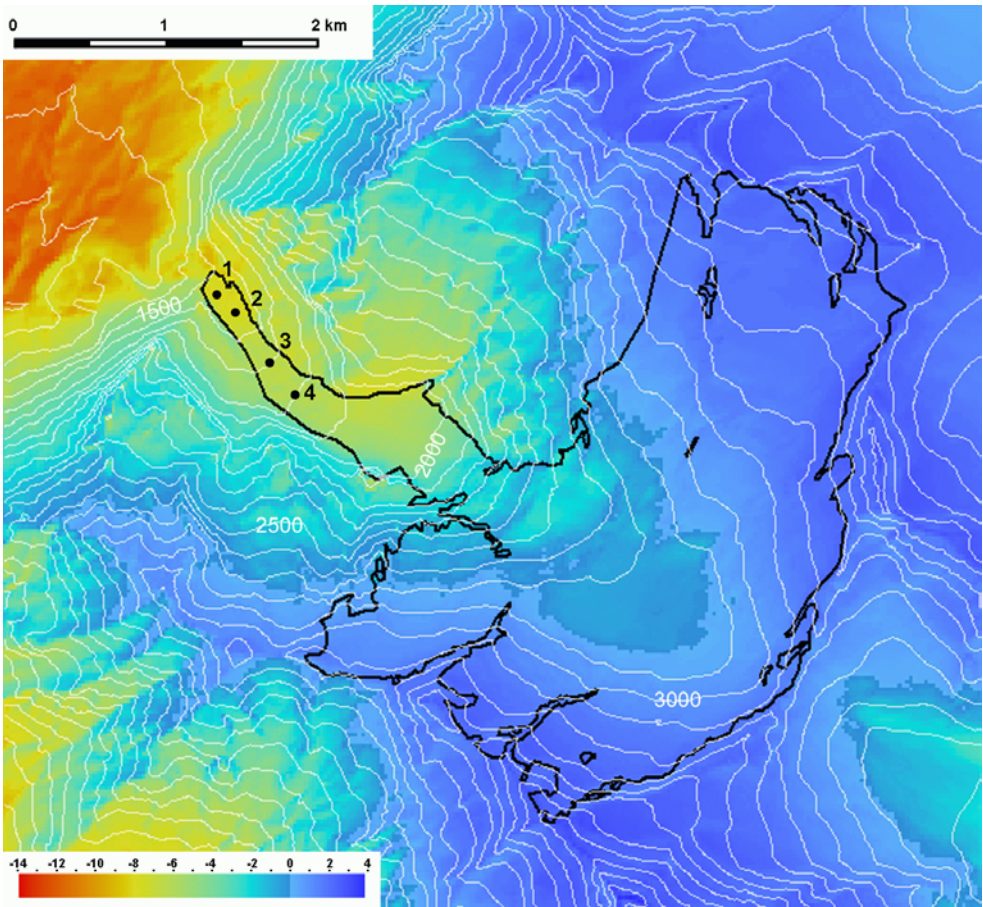


Abb. 32: Massenbilanzverteilung (mwe) Oberer Grindelwaldgletscher, verwendete Klimaparameter gemäss Tabelle 17. Äquidistanz der Höhenlinien 100 m.

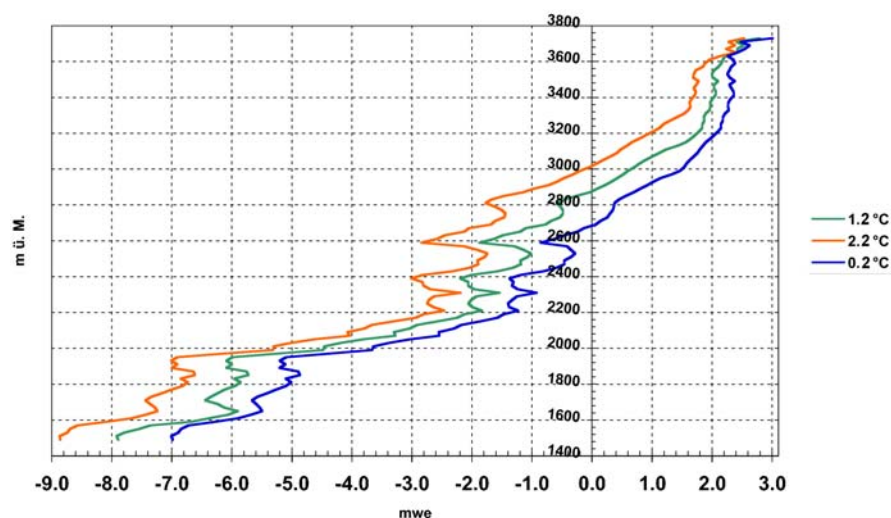


Abb. 33: Massenbilanzprofil Oberer Grindelwaldgletscher. Input Parameter für die Modellierung gemäss Tabelle 17. Ermittlung des Massenbilanzprofils siehe Abb. 27.

#### Vergleich eigene Messwerte mit Modellierung:

Beim Vergleich der modellierten Werte mit den Messwerten ist zu beachten, dass die klimatischen Input-Parameter nicht auf die Witterung des Sommers 2002 abgestimmt sind, sondern anhand von Klimadaten 1960-1990 (Globalstrahlung 1981 - 2000) bestimmt wurden. Zusätzlich gilt es zu beachten, dass die Gletscheroberfläche in verwendetem DHM-Level 1 an den Messpunkten ca. 50 m höher liegt als bei den Messungen im Jahre 2002.

$T_{\text{start}}-T_{\text{end}}$		gr1 1450	gr2 1470	gr3 1590	gr4 1670
173-211	gemessen	2.75	3.15	2.8	2.8
	modelliert	2.4	2.4	2.25	2.25
211-304	gemessen	3.45	3.75	3.4	3.2
	modelliert	3.5	3.5	3.15	3

Tabelle 18: Vergleich modellierter lokaler Massenbilanzen (mwe) mit eigenen Messungen der lokalen Massenbilanzen (mwe) für den Oberen Grindelwaldgletscher. Lage der Messpunkte siehe Abbildung 32. Die Modellierung erfolgte unter Verwendung der Parameter aus Tabelle 17.

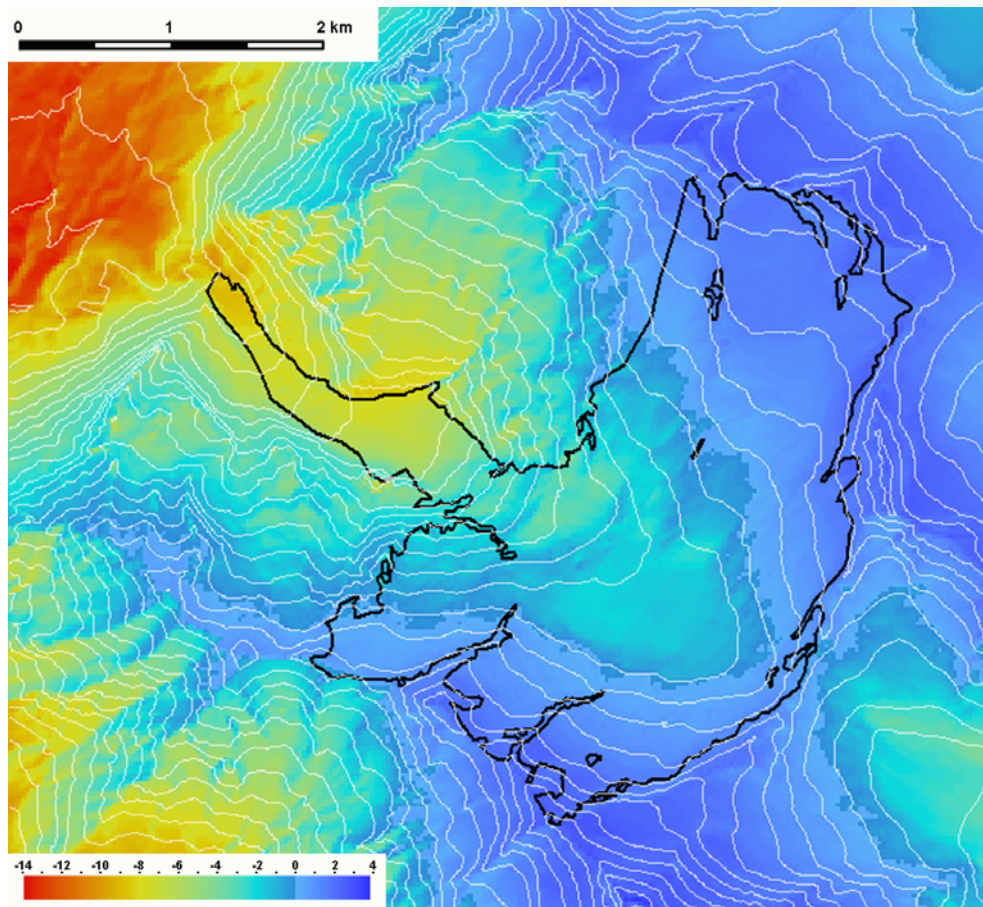
**Temperatursensitivitätsanalyse:**

Abb. 34: Massenbilanzverteilung (mwe) Oberer Grindelwaldgletscher bei  $MAAT_{2000} = 2.2^{\circ}\text{C}$ , alle anderen Parameter gemäss Tabelle 17. Äquidistanz der Höhenlinien 100 m.



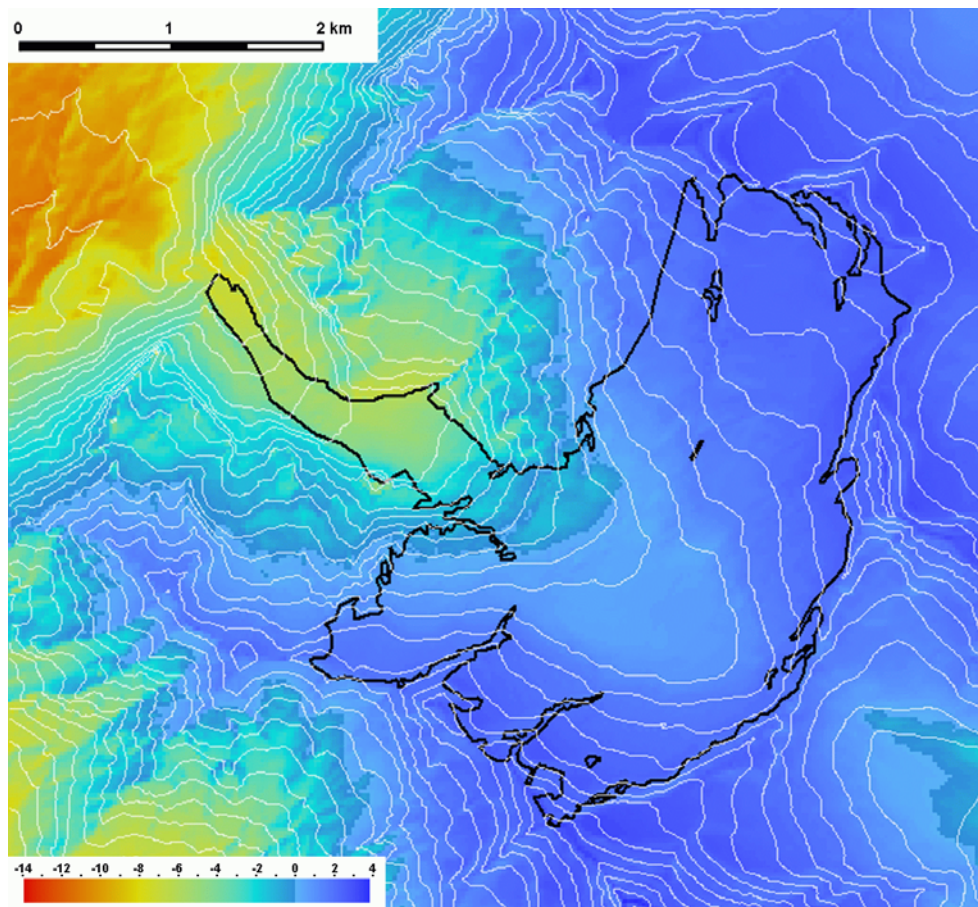


Abb. 35: Massenbilanzverteilung (mwe) Oberer Grindelwaldgletscher bei  $MAAT_{2000} = 0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ , alle anderen Parameter gemäss Tabelle 17. Äquidistanz der Höhenlinien 100 m.

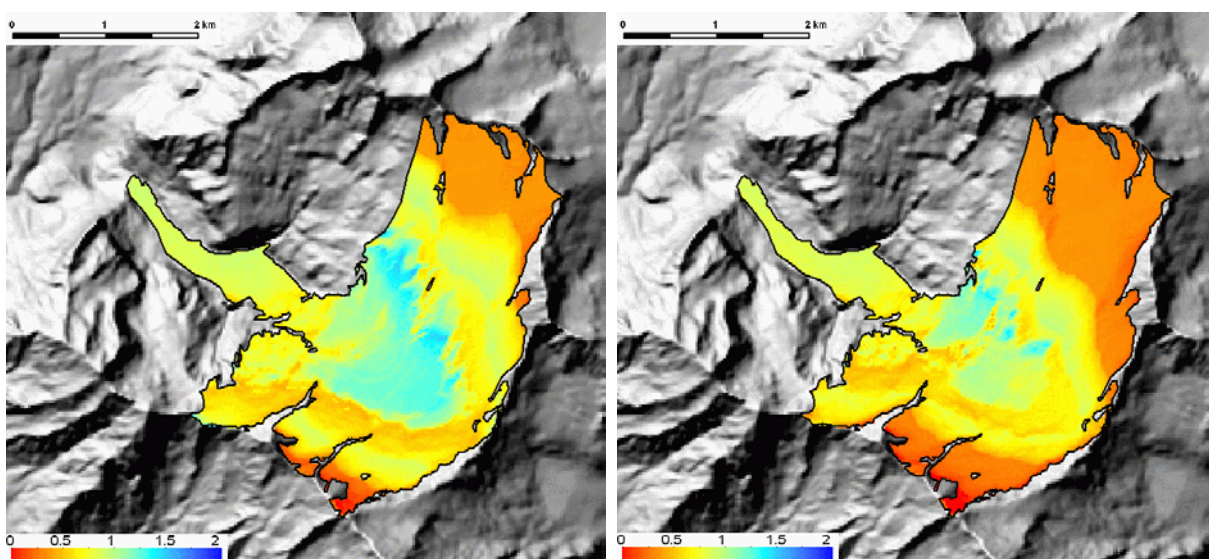


Abb. 36: Modellerte Veränderung der Massenbilanzverteilung (mwe) für den Oberen Grindelwaldgletscher beim Absenken der  $MAAT_{2000}$  von  $2.4\text{ }^{\circ}\text{C}$  auf  $1.4\text{ }^{\circ}\text{C}$  (linke Abbildung) bzw. von  $1.4\text{ }^{\circ}\text{C}$  auf  $0.4\text{ }^{\circ}\text{C}$  (rechte Abbildung). Alle andern Kilmaparameter gemäss Tabelle 17.

**Auflistung zentraler modellierter Gletscher-Parameter:**

MAAT <sub>2000</sub> [°C]		0.2	1.2	2.2
<b>Oberer Grindelwaldgletscher</b>	<i>B</i>	0.85	0.23	-0.55
	ELA	2690	2870	3020
	<i>b<sub>t</sub></i>	-7.0	-7.9	-8.8
	AAR	0.85	0.69	0.54

*Tabelle 19: Spezifische Massenbilanz, ELA,  $b_t$  und AAR für den Oberen Grindelwaldgletscher bei MAAT<sub>2000</sub> von 0.4 °C, 1.4 °C und 2.4 °C (alle anderen Klimaparameter gemäss Tabelle 17). Die Angaben wurden ermittelt aus den berechneten Grids der Massenbilanzverteilung (dargestellt in Abbildung 32, 34 und 35).*

### 6.2.3. Modellierung Findel- Triftij- und Adlergletscher

#### Inputparameter:

Variable	Wert	Variable	Wert	Variable	Wert
$T_{\text{start}}$	281	$MAAT_{2000}$	1.8	$\alpha_e$	0.27
$T_{\text{ende}}$	1011	$t_{\text{ampl}}$	7.5	$\alpha_s$	0.72
$P_{2000 \text{ dez-feb}}$	0.32	$t_g$	-0.625	$C_0$	-10
$P_{2000 \text{ mar-mai}}$	0.46	$P_g$	0.075	$C_1$	10
$P_{2000 \text{ jun-aug}}$	0.41	$t_s$	1.5	dhm	Level1
$P_{2000 \text{ sep-nov}}$	0.36	d	0.65	$rad_T$	SRAD

Tabelle 20: Verwendete Variablen zur Modellierung der Massenbilanzverteilung von Findel-, Triftij- und Adlergletscher.

#### Modellierte Massenbilanzverteilung

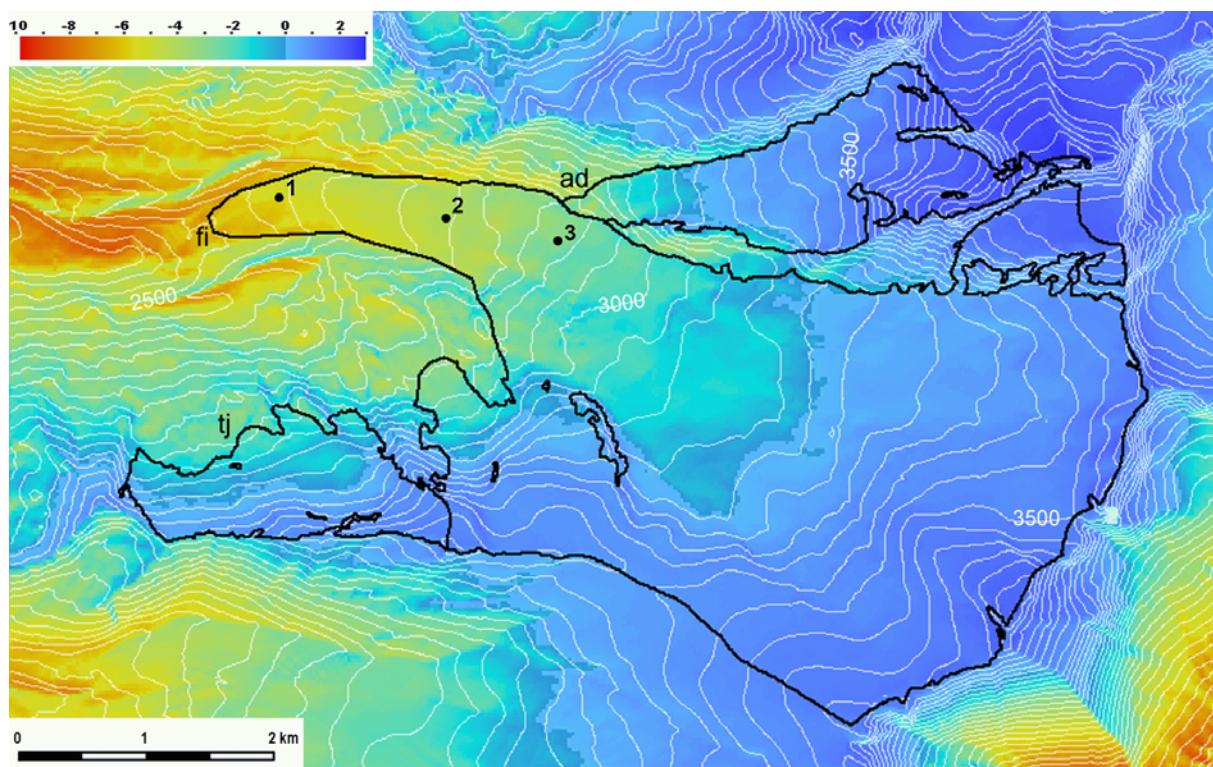


Abb. 37: Massenbilanzverteilung (mwe) Findel-, Triftij-, und Adlergletscher, verwendete Parameter gemäss Tabelle 20. Äquidistanz der Höhenlinien 50 m. Abkürzungen siehe Tabelle 22.



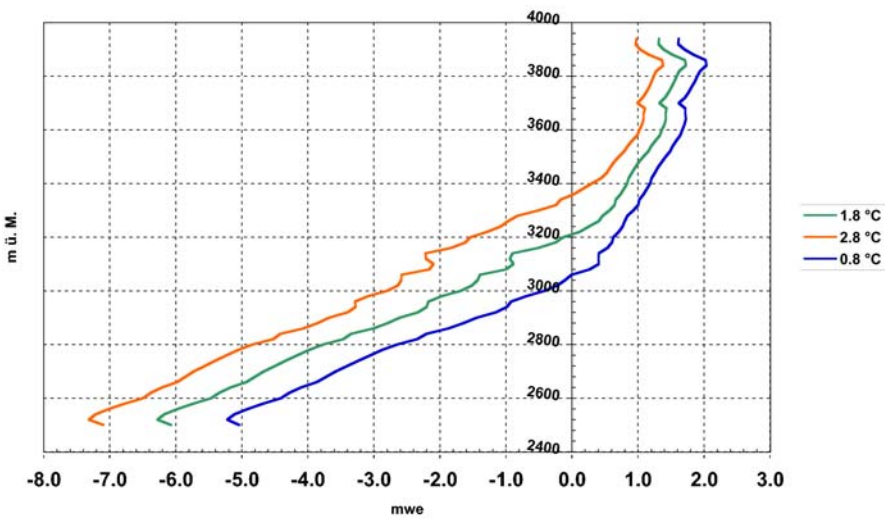


Abb. 38: Massenbilanzprofil Findel-Gletscher. Input Parameter für Modellierung gemäss Tabelle 20. Ermittlung des Massenbilanzprofils siehe Abb. 27.

**Vergleich eigener Messwerte mit Modellierung:**

Beim Vergleich der modellierten Werte mit den Messwerten ist zu beachten, dass die klimatischen Input-Parameter nicht auf die Witterung des Sommers 2002 abgestimmt sind, sondern anhand von Klimadaten 1960-1990 (Globalstrahlung 1981-2000) bestimmt wurden. Zusätzlich gilt zu beachten, dass die Gletscheroberfläche in verwendetem DHM-Level 1 beim Messpunkt fi1 ca. 40 m höher liegt als bei der Messung im Jahre 2002.

$T_{\text{start}}-T_{\text{end}}$		fi1 2550	fi2 2710	fi3 2850
208-253	gemessen	2.2	1.6	1.5
	modelliert	2.36	2.25	2.15
253-290	gemessen	0.7	0.35	0.4
	modelliert	0.95	0.7	0.45

Tabelle 21: Vergleich modellierter lokaler Massenbilanzen (mwe) mit eigenen Messwerten (mwe) für den Findel-Gletscher; Lage der Messpunkte siehe Abbildung 37.

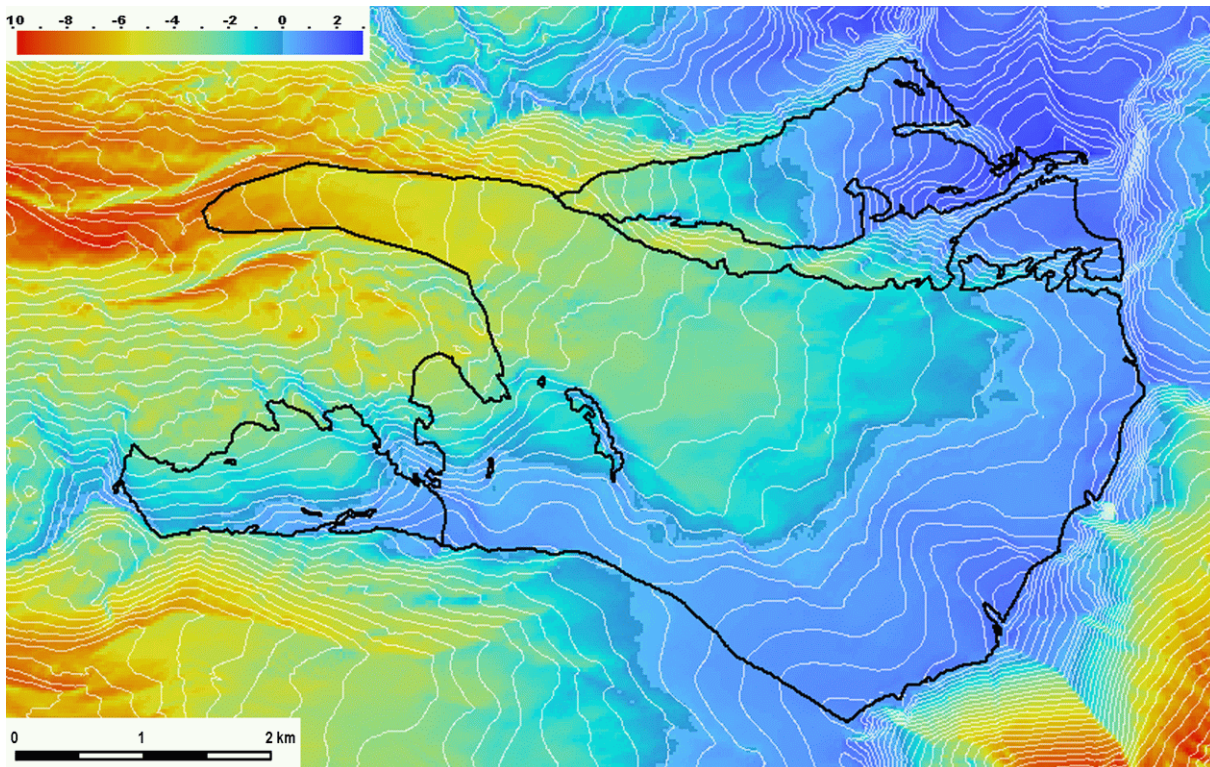
**Temperatursensitivitäts-Analyse:**

Abb. 39: Massenbilanzverteilung (mwe) Findel-, Triftij- und Adlergletscher bei  $MAAT_{2000} = 2.8\text{ °C}$ , alle anderen Parameter gemäss Tabelle 20. Äquidistanz der Höhenlinien 50 m.

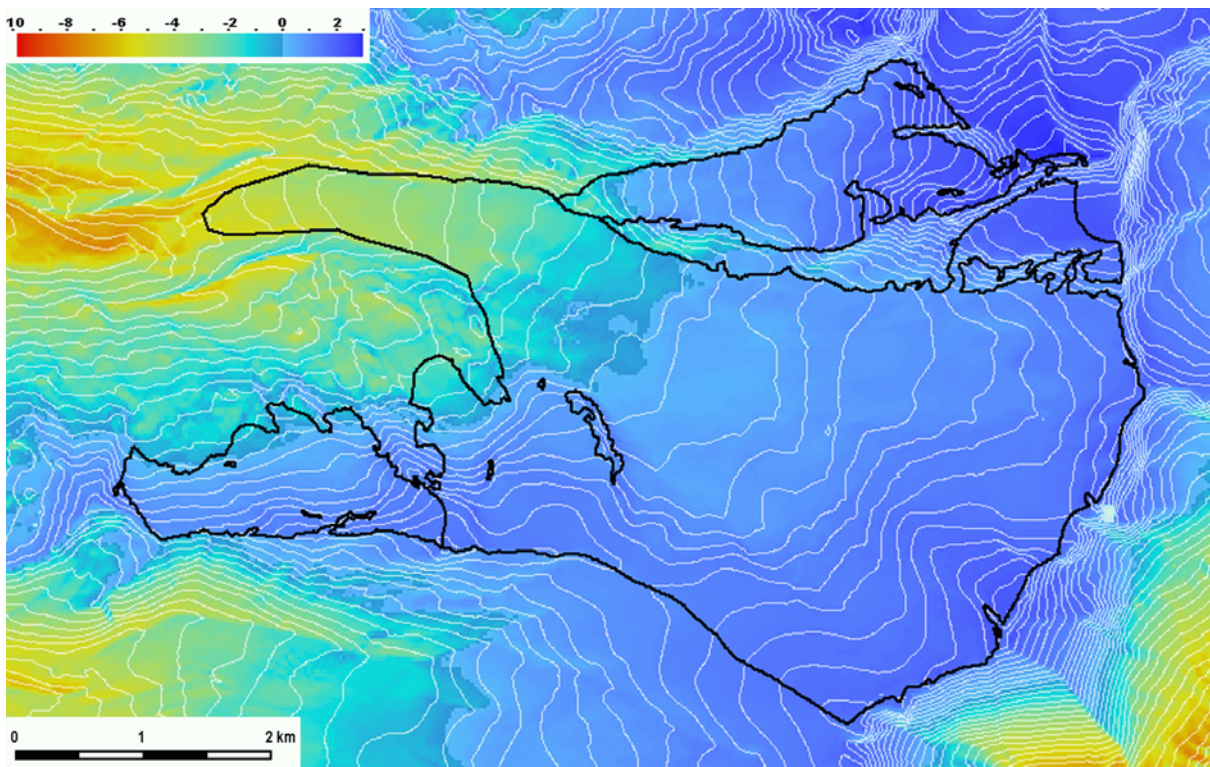


Abb. 40: Massenbilanzverteilung (mwe) Findel-, Triftij- und Adlergletscher bei  $MAAT_{2000} = 0.8\text{ °C}$ , alle anderen Parameter gemäss Tabelle 20. Äquidistanz der Höhenlinien 50 m.



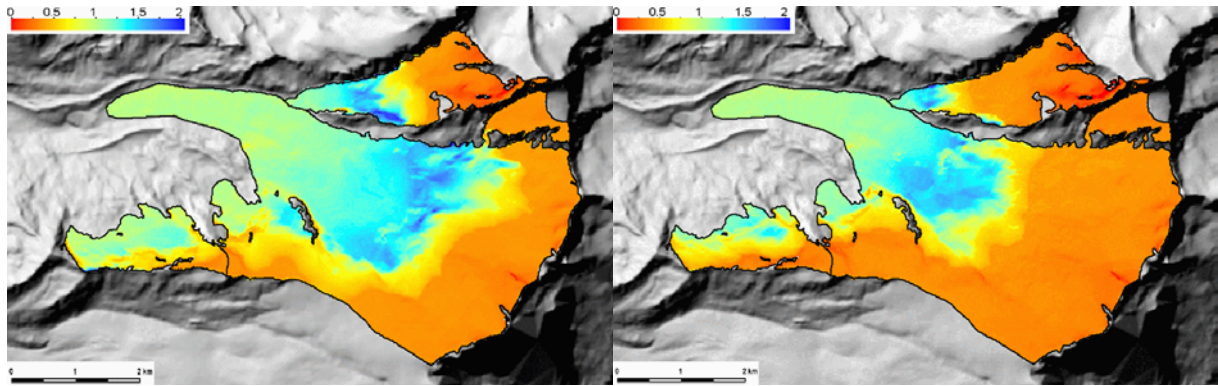


Abb. 41: Modellierte Veränderung der Massenbilanzverteilung (mwe) für Findel-, Triftij- und Adlergletscher beim Absenken der  $MAAT_{2000}$  von 2.8 °C auf 1.8 °C (linke Abbildung) bzw. von 1.8 °C auf 0.8 °C (rechte Abbildung). Alle andern Klimaparameter gemäss Tabelle 20.

#### Zusammenstellung zentraler modellierter Gletscher-Parameter

MAAT [°C]		0.8	1.8	2.8
Findelgletscher - fi	$\bar{B}$	0.48	-0.17	-1.01
	ELA	3060	3240	3360
	$b_t$	-5.15	-6.2	-7.25
	AAR	0.81	0.66	0.47
Triftijgletscher - tj	$\bar{B}$	0.66	-0.06	-0.95
	ELA	3000	3140	3280
	$b_t$	-0.65	-1.75	-2.75
	AAR	0.9	0.55	0.27
Adlergletscher - ad	$\bar{B}$	1.19	0.72	0.01
	ELA	3070	3250	3370
	$b_t$	-1.75	-2.9	-4
	AAR	0.94	0.83	0.61

Tabelle 22: Spezifische Massenbilanz, ELA,  $b_t$  und AAR für Findel-, Triftij- und Adlergletscher bei  $MAAT_{2000}$  von 0.8 °C, 1.8 °C und 2.8 °C (alle anderen Klimaparameter gemäss Tabelle 20). Die Angaben wurden ermittelt aus den berechneten Grids der Massenbilanzverteilung (dargestellt in Abbildung 37, 39 und 40).

### 6.3. Modellierte Massenbilanzgradienten und modellierte Bilanz auf der Zunge

Aus den modellierten Massenbilanzverteilungen für 17 Alpengletscher wurde  $db/dh$  und  $b_t$  bestimmt. Für  $b_t$  wird der Mittelwert über die untersten 50 Höhenmeter der Gletscherzunge eingesetzt. Die Berechnung von  $db/dh$  erfolgte analog zu Gleichung (46). Die Resultate sind in Tabelle 23 zusammengestellt. Es ist zu beachten, dass die entsprechenden Modellierungen, auf Basis derer  $b_t$  modelliert und  $db/dh$  modelliert bestimmt wurden, keine Gleichgewichtssituationen darstellen. Die spezifischen Massenbilanzen der einzelnen Modellierungen variieren zwischen -0.79 mwe und 0.3 mwe. Eine ausführliche Tabelle mit den modellierten Parametern  $b_t$ , AAR, ELA und  $\bar{B}$  für insgesamt 27 Gletscher findet sich in Anhang C.

Gletscher	$db/dh_{\text{modelliert}}$ [mwe100m <sup>-1</sup> yr <sup>-1</sup> ]	$db/dh_{\text{gemessen}}$ [mwe100m <sup>-1</sup> yr <sup>-1</sup> ]	$b_t$ modelliert [mwe/yr]	$b_t$ gemessen [mwe/yr]
Silvretta	0.88	ca. 0.9 (95/96)	-2.6	ca. -2.7 (95/96)
Gries	0.7	ca. 0.68	-2.8	ca. -2.7
Basodino	0.65	ca. 0.9	-1.7	ca. -1.8
Morteratsch	0.59	ca. 0.61	-5.3	ca. -5.5
Corvatsch	-	-	-0.6 - -0.95	-
Forno	0.55	-	-3.25	-
Glärnischfirn	0.7	0.8 - 1.0	-1.8	ca. -2.6
Witenwasseren	1	-	-1.4	-
Geren	0.97	-	-2.6	-
Tiefen	0.72	-	-2.5	-
Bielenhorn	-	-	-	-
Oberaar	0.7	0.76 - 0.85	-3.4	ca. -3.5
Oberer Grindelwald	0.56	ca. 0.58	-7.9	ca. -8.4
Trift (Weismiess)	0.88	-	-3.4	-
Findel	0.9	-	-6.2	-
Moiry	0.63	-	-4.2	-
Saleina	0.64	-	-7.0	-

Tabelle 23: Aus der numerischen Modellierung resultierende  $b_t$  und  $db/dh$ . Wo Messwerte oder eigene abgeschätzte Werte zu  $db/dh$  sowie  $b_t$  existieren, sind diese zum Vergleich aufgeführt. Für die sehr kleinen Gletscher Corvatsch und Bielenhorn macht die Berechnung von  $db/dh$  keinen Sinn. Quelle der gemessenen Werte für  $b_t$  und  $db/dh$  siehe Tabelle 13.

## 7. Diskussion Resultate Feldarbeit

### 7.1. Massenbilanzverteilung und Massenbilanzgradienten

Einleitend muss die Frage nach der Qualität der Messwerte gestellt werden. In Kapitel 3.1 ist die Wahl der Messpunkte ausführlich beschrieben. Die geringe Anzahl von Stichproben pro Gletscher verunmöglicht im Nachhinein zu bestimmen, ob an repräsentativer Stelle gemessen wurde. Unwahrscheinlich erscheint eine Verfälschung der Messungen durch das Aufschwimmen der Stangen: Fast alle Stangen wurden zwei Mal abgelesen und es bot sich immer ein identisches Bild: Messpunkte mit hoher, bzw. geringer Ablation zeigten in beiden Messperioden hohe, bzw. geringe Ablation. Weil das Aufschwimmen kaum ein kontinuierlicher Prozess ist und nur direkt nach dem Setzen der Stangen erfolgen könnte, lässt diese Beobachtung eine Verfälschung der Messungen als unwahrscheinlich erscheinen.

Die Witterung im Sommer 2002 entsprach weitgehend dem Mittel der Jahre 1960 bis 1990 (MeteoSchweiz 2002). Nur im Juni fielen die Temperaturen deutlich zu hoch aus. Die ausgeprägte Hitzeperiode endete am 23. Juni, tangiert sind alleine die Messungen auf dem Morteratsch. Die folgenden Monate Juli und August fielen leicht überdurchschnittlich temperiert aus. Bei ständig flacher Druckverteilung erreichten die Temperaturen im Flachland nur vereinzelt 30 °C, es stellten sich keine Hitzeperioden mehr ein. Mitte August erfolgte eine intensive Niederschlagsperiode, am 14. August lag in 2500 m ü. M. auf den Gletschern Witenwasser und Geren 10 cm Neuschnee. Der September war zu kalt und reich an Niederschlägen, der Oktober wiederum leicht übertemperiert (MeteoSchweiz 2002). Mit Vorsicht kann angenommen werden, dass die gemessene Ablation mit der durchschnittlichen Ablation für die Zeitperiode 1960 bis 1990 einigermaßen übereinstimmt.

Unter allen Messwerten wurde die grösste Schmelze mit 6.9 mwe auf dem Oberen Grindelwaldgletscher beobachtet. Der kleinste Schmelzbetrag, 0.6 mwe, wurde auf dem Bielenhorngletscher gemessen. Beide Extrema erstaunen nicht: der Extremwert auf dem Oberen Grindelwaldgletscher wurde in 1470 m ü. M. gemessen, 500 Höhenmeter tiefer als jede Messung auf anderen Gletschern. Der Bielenhorngletscher ist nach Norden exponiert bei einer Oberflächenneigung von 30°. Auffällig ist die gegenüber anderen Gletschern erhöhte Schmelze auf dem Findelgletscher. Zwar konnte auf den Zungen des Oberaar- und Forno-Gletschers eine fast identische Ablation beobachtet werden. Die Messperiode auf dem Findelgletscher fiel jedoch deutlich kürzer aus als auf den anderen beiden Gletschern und die Zunge des Findel-Gletschers liegt über 200 m höher. Ablation muss demzufolge auf dem Walliser Gletscher ungleich intensiver stattfinden.

Weiterführende Vergleiche können nur zwischen Gletschern mit ähnlichen Messperioden vorgenommen werden. Dies ist der Fall innerhalb folgender drei Gruppen:

- Saleina, Findeln, Trift und Moiry
- Witenwasser, Geren, Tiefen und Bielenhorn
- Oberaar, Forno, Glärnischfirn und Messung auf dem Morteratsch ab 12.7.

Innerhalb der Gruppe der Walliser Gletscher zeigt der Glacier de Moiry allgemein tiefere Schmelzwerte als die anderen drei Gletscher. Mögliche Gründe sind die Nordexposition und

die stärkere Abschattung des Gletschers. Die gemessene Albedo der Gletscheroberfläche ist auf dem Glacier de Moiry ähnlich der Albedo auf den anderen Walliser Gletschern. Innerhalb der zweiten Gruppe zeigt der Bielenhorngletscher eine deutlich reduzierte Schmelze, alle anderen Gletscher zeigen ähnliche Werte für ähnliche Höhen. Letztere Feststellung ist insofern erstaunlich, weil auf dem nordexponierten Witenwasserer Gletscher in 2640 m ü. M. nur minim geringere Schmelze beobachtet wurde als in 2620 m ü. M. bei steiler südost-Exposition auf dem Tiefen-Gletscher. Im Falle des Glacier de Moiry wäre die Nordexposition eine taugliche Erklärung für reduzierte Schmelze, im Falle des Witenwasserengletschers versagt dieselbe Erklärung. Die dritte Gruppe - Forno, Oberaar, Morteratsch und Glärnischfirn - ist insofern interessant, weil die Gletscher in verschiedenen Regionen liegen. Ablationswerte sind innerhalb der Gruppe relativ ähnlich. Besonders hoch ist die Übereinstimmung zwischen den weit voneinander entfernten Gletschern Forno, Oberaar und Glärnisch. Die Messwerte auf dem Morteratschgletscher liegen für die zwei tiefsten Messpunkte eher unter und für die beiden oberen Messpunkte eher über den Messungen auf den anderen drei Gletschern.

Abbildung 25 zeigt die Messwerte aus Tabelle 10 umgerechnet auf Schmelze pro Zeiteinheit. Die Vergleichbarkeit der Daten untereinander ist besser gewährleistet als bei der Betrachtung absoluter Zahlen. Keine direkten Vergleiche sollten mit den Gletschern Witenwasserer, Geren, Tiefen und Bielenhorn vorgenommen werden. Die Messungen auf den betreffenden Gletschern setzten spät ein, demzufolge ist die tägliche Schmelze bereits deutlich reduziert. Ebenfalls schlecht für Vergleiche geeignet ist die Messung auf dem Corvatsch-Gletscher. Die Messperiode betrug nur 35 Tage während des Hochsommers, folglich ist die Schmelze pro Zeiteinheit überhöht. Allgemein kommen die Messwerte gut auf eine Linie abnehmender Schmelze bei zunehmender Höhe zu liegen. Deutlich erhöhte Schmelze gegenüber anderen Gletschern in ähnlicher Höhenlage tritt auf den Gletschern Findel und Trift auf. Beide Gletscher zeigen zudem für 2850 m ü. M. identische Schmelze. Als Grund für die grössere Schmelze pro Zeiteinheit auf diesen beiden Gletschern ist wahrscheinlich die höhere Globalstrahlung bei vergleichsweise tiefer Albedo zu nennen. Abbildung 19 bestätigt die Vermutung erhöhter Globalstrahlung in den Walliser Südtälern während des Hochsommers.

Relativ viele Gletscher zeigen keine lineare Abnahme der Schmelze pro Zeiteinheit vom untersten zum obersten Messpunkt. Zwischen unterstem und zweitunterstem Messpunkt findet im Vergleich zu den anderen Messpunkten eine grössere Abnahme statt. Verantwortlich für dieses Phänomen könnte die reduzierte Albedo im Zungenbereich vieler Gletscher sein. Ebenfalls gilt vor allem bei grossen Gletschern, dass die Zungen relativ weit von den höchsten Erhebungen entfernt sind und daher weniger Abschattung durch Konvektionswolken erfahren.

Die Zusammenstellung gemessener Massenbilanzgradienten in Tabelle 11 besitzt beschränkte Aussagekraft. Messungen über einen einzigen Sommer berücksichtigen nicht alle Einflussfaktoren, insbesondere werden die Akkumulationsprozesse des Winterhalbjahres weitgehend von der Messung ausgeschlossen. Trotzdem lässt die eigentümlich gewählte Messperiode einige interessante Aussagen zu. Beispielsweise fällt auf, dass der Gradient pro Zeiteinheit nicht von Zeitpunkt der Messungen abhängt. Die Gletscher Witenwasserer, Geren und Tiefen wurden nur während 50 Tagen im Spätsommer beobachtet und weisen gegenüber den anderen Gletschern einen sehr ähnlichen Gradienten pro Zeiteinheit auf. Die Daten in Tabelle 11 würden eine Überprüfung der in Kapitel 2.4.1 zitierten Überlegungen von Kuhn (1980) ermöglichen.

Die Aufstellung gemessener und abgeschätzter Massenbilanzgradienten pro Jahr in Tabelle 13 zeigt, dass sich alle Massenbilanzgradienten im Rahmen von  $0.6 \text{ bis } 1 \text{ m } 100\text{m}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  bewegen.

Der Aufwand zum Setzen der Stangen war hoch, gezwungenermassen verstrichen zwischen dem Setzen der ersten und der letzten Stange fast zwei Monate. Die unterschiedliche Messdauer schränkt die Verwendbarkeit der Messdaten stark ein. Aufgrund der gemachten Erfahrungen kann gesagt werden, dass die Untersuchung einer solch grossen Anzahl von Gletschern im Rahmen einer Diplomarbeit kaum sinnvoll durchzuführen ist. Gleichzeitiges Setzen der Stangen auf verschiedenen Gletschern durch verschiedene Teams wäre eine Alternative zum angewandten Vorgehen. Die Vergleichbarkeit der Messwerte wäre eventuell eingeschränkt, wenn nicht alle Teams nach den exakt gleichen Kriterien Messpunkte auswählen. Der administrative Aufwand wäre hoch, zusätzlich müssten genügend Bohrgeräte vorhanden sein. Theoretisch hätte man die Stangen im Frühling auf den eingeschneiten Gletschern setzen können. Es hat sich aber auf den Gletschern Glärnisch, Corvatsch und Forno gezeigt, dass man die Eisoberfläche unterhalb einer hohen Schneedecke nur schlecht bestimmen kann. Entsprechend ungenau sind die Messungen. Alternativ könnten die Stangen im Herbst des Vorjahres gesetzt werden. Im Oktober ist die Schmelze so gering, dass die Stangen nicht alle gleichzeitig gesetzt werden müssen. Um Stangen auf einem Dutzend Gletschern zu setzen, muss während des Oktobers permanent schönes Wetter herrschen, bei einem frühzeitigen Wintereinbruch müsste die Arbeit abgebrochen werden.

## 7.2. Albedoabschätzung

Die durchgeführten Albedoabschätzungen zeigten allgemein zufriedenstellende Resultate. Die gemessenen Werte bewegen sich zwischen 0.1 und 0.7. Erster Wert stammt von den untersten Metern der Zunge des Morteratschgletscher, letzterer Wert wurde auf Schnee gemessen. Für Gletschereis bewegen sich die meisten Messwerte im Bereich von 0.2 bis 0.5. Zwar lassen sich in keinem Fall eigene Messungen mit Messungen anderer Autoren vergleichen, doch zeigten auf vielen Gletschern zu verschiedenen Zeitpunkten durchgeführte Messungen sehr ähnliche Werte. Für eine Zusammenstellung der Messwerte sei auf die Tabellen 1 - 4 in Anhang A verwiesen.



## 8. Diskussion Resultate Massenbilanzmodellierung

### 8.1. Interpretation der Modelldaten

Sämtliche in Kapitel 6 und im Anhang D gezeigten modellierten Massenbilanzverteilungen wurden mit dem Programm MB4 gerechnet (siehe Kapitel 4.4). Während der Modellierung wurden immer wieder Veränderungen vorgenommen. Dadurch wurde der Programmcode zunehmend umständlicher und unübersichtlicher. Es fehlte die Zeit den Programmcode grundsätzlich zu überdenken und in eine schlankere Form zu bringen. Der Programmcode verlangsamt den Programmlauf. Die mathematische Berechnung der Massenbilanz wird ungeachtet der umständlichen Struktur des Programmcode korrekt vorgenommen. (Das Programm MB3 wurde nach der Programmierung nur noch wenig verändert und ist im Gegensatz zu MB4 schlichter und übersichtlicher programmiert.)

#### 8.1.1. Problematik der Klimaparameter

Klimafaktoren sind im Modell Funktionen der Höhe und der Zeit, aber keine Funktionen der geographischen Lage. In gleicher Höhe sind demzufolge innerhalb eines gewählten Ausschnitts des DHM 25 zu jedem Zeitpunkt die Niederschläge und Temperaturen identisch. Unterschiedliche Niederschläge in Luv und Lee von Gebirgskämmen werden im Modell nicht simuliert. Weil die klimatischen Inputparameter jeweils gewählt wurden, um die Situation auf den untersuchten Gletscher, bzw. auf den Massenbilanzgletschern optimal wiederzugeben, mussten Abweichungen auf der restlichen Fläche der gewählten DHM-Ausschnitte in Kauf genommen werden.

Grosse Unsicherheiten bestehen in den zugrundeliegenden meteorologischen Daten. Es eröffnet sich für die meisten klimatischen Inputparameter, insbesondere aber für deren Gradienten der Höhe, ein breiter Interpretationsspielraum. Für Gletscher die nicht in der Nähe von Messstationen liegen, müssen die Werte abgeschätzt werden. Der Interpretationsspielraum der vorhandenen Klimadaten wurde derart ausgenutzt, dass für die untersuchten Gletscher, bzw. für die Massenbilanzgletscher, eine plausible Massenbilanzverteilung resultierte.

Nach der Durchführung einiger Modellierungen weiss man bereits relativ genau welche Klimaparameter einzusetzen sind um die gewünschte Gleichgewichtslinie zu erreichen. Es besteht die Gefahr, den Interpretationsspielraum der Klimaparameter automatisch zur Erzielung erwünschter Resultate auszunutzen.

Gletscher	ELA [m ü. M.]	MAAT <sub>ELA</sub> [°C]		t <sub>max-ELA</sub> [°C]		P <sub>ELA</sub> [m]		P <sub>solid-ELA</sub> [m]		Q <sub>max-ELA</sub> [Wm <sup>-2</sup> ]	
Silvretta	2800	-3.2	-3.9	3.8	3.1	2.0	2.7	?	2.0	237	206
O. Grindelwald	2870	-3.6	-4.2	3.2	3.2	3.3	3.1	?	2.3	249	256
Findel	3210	-6.3	-5.8	2.7	1.7	2.2	2.5	?	2.3	290	296

Tabelle 24: Vergleich klimatischer Bedingungen an der ELA in der Modellierung mit Messwerten (Grau unterlegte Spalte). Modellierung Silvrettagletscher gemäss Tabelle 14, Oberer Grindelwaldgletscher gemäss Tabelle 17, Findelgletscher gemäss Tabelle 20. Klimatische Bedingungen an der modellierten ELA gemäss zur Verfügung stehenden Daten. Niederschlagswerte: HADES 2001, Gemäss Autoren müssen die Niederschlagswerte aus der Karte für Höhen über 1500 m ü. M. um 15 - 30% nach oben korrigiert werden. In der Spalte P<sub>ELA</sub> eingetragen sind um 30% korrigierte Werte. Übrige Klimaparameter: Klimastationen MeteoSchweiz, Durchschnittswerte 1960 - 1990 (Globalstrahlung 1981 - 2000). Umrechnung von Höhe Klimastation auf ELA über die selben Gradienten wie für die Modellierung verwendet (siehe Tabellen 14, 17 und 20). Silvretta-Gletscher - Station Weissfluhjoch, 2690 m ü. M.; Oberer Grindelwaldgletscher - Station Jungfrauoch, 3580 m ü. M.; Findelgletscher - Temperatur: Station Zermatt, 1630 m ü. M., Globalstrahlung: Nina Riesen, gemessener Durchschnittswert zwischen 11.06. und 31. 07. 2002, Stockhorn, 3405 m ü. M.

In Tabelle 24 sind verwendete Klimaparameter gemessenen Klimaparametern gegenübergestellt. Im Vergleich zu den vorhandenen Angaben mussten für die Modellierung Silvrettagletscher Temperaturen und Globalstrahlung tiefer und Niederschlag deutlich höher gewählt werden. Die Abweichungen sind hier als relativ gross zu betrachten, würden die gemessenen Werte unverändert eingesetzt, dann käme die ELA in der Modellierung auf 3000 - 3100 m ü. M. zu liegen. Bei der Modellierung Oberer Grindelwaldgletscher konnten die vorhandenen Angaben unverändert eingesetzt werden. Zwar liegt die MAAT<sub>ELA</sub> in der Modellierung um 0.6 °C tiefer als der Messwert, entscheidend für die Modellierung der Ablation sind jedoch die Sommertemperaturen die unverändert übernommen wurden. Bei der Modellierung Findelgletscher stellt sich das Problem fehlender Klimastationen in grösserer Höhe. Eine Umrechnung der Messwerte aus Zermatt ist aufgrund des grossen Höhenunterschiedes von 1600 m und der allgemein grösseren Temperaturamplitude in Tallagen problematisch.

Bei den durchgeführten 17 Modellierungen wurde die jährliche Niederschlagssumme um durchschnittlich 0.28 m oder 11% höher gewählt als die um 30% nach oben korrigierten Angaben für entsprechende Region im hydrologischen Atlas der Schweiz. Gleichzeitig liegen die gewählten Sommertemperaturen durchschnittlich um 0.55 °C tiefer (siehe Tabelle 36 in Anhang E) als die gemessenen Juli-Temperaturen der nächstgelegenen Hochgebirgs-Klimastationen. (Die für die Modellierung der Ablation weniger entscheidende MAAT wurde durchschnittlich um 0.18 °C zu tief eingesetzt, siehe Tabelle 36 in Anhang E). Eine Abweichung der Sommertemperaturen von 0.55 °C liegt ausserhalb des Interpretationsspielraums und deutet auf Verbesserungspotential bei der physikalischen Ausformulierung der Energiebilanz an der Gletscheroberfläche hin. Beispielsweise beinhaltet die durchgeführte Modellierung keine Verdunstungsprozesse. Diese könnten vor allem auf eher kontinental geprägten Gletschern in den Walliser Südtälern mit ihrem trockenen Sommerklima eine gewisse Rolle spielen. Bei grossen Differenzen, wie sie der Vergleich zwischen Modellierung Silvretta und Messwerten Weissfluhjoch zeigt, kann zusätzlich von abweichenden klimatischen Bedingungen zwischen Messstation und Untersuchungsgebiet ausgegangen werden.

Wie aus der linken Grafik in Abbildung 42 ersichtlich, herrschen tendenziell bei Gletschern mit geringem Niederschlag tiefe Temperaturen an der ELA, mit zunehmenden Niederschlagsmengen nehmen die Temperaturen zu. Innerhalb des Schweizer Alpenraum herrscht zwi-



schen  $MAAT_{ELA}$  und ELA eine hohe Korrelation. Der Einfluss unterschiedlicher Globalstrahlung ist aus beiden Graphiken ersichtlich. Aufgrund sehr hoher Globalstrahlung weist der Findelgletscher trotz relativ grosser Niederschlagsmengen die tiefsten Temperaturen an der höchstgelegenen ELA auf. In der rechten Graphik in Abbildung 42 sind auf der X-Achse anstelle der jährlichen Niederschlagssummen die jährlichen Niederschläge in fester Form aufgetragen. Die jährlichen Summen der Niederschläge in fester Form liegen relativ nahe zusammen, die Spanne beträgt nur 0.7 m. Der kontinental geprägte Findelgletscher erhält in der Modellierung die gleiche Summe fester Niederschläge wie der maritim geprägte Glärnischfirn. Auf letzterem Gletscher schmilzt der Schnee vor allem unter dem Einfluss hoher Sommertemperaturen, auf dem Findelgletscher hat bei kühleren Temperaturen die Globalstrahlung einen hohen Einfluss auf die Schmelze.

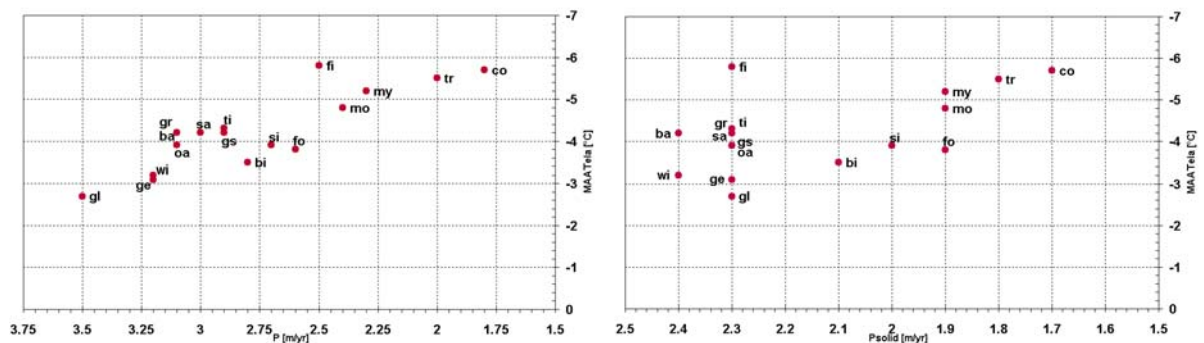
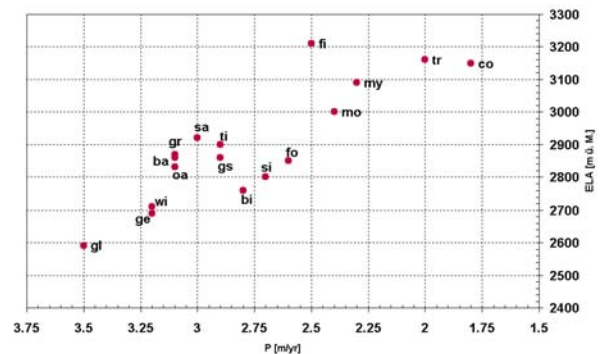


Abb. 42: Jahresniederschlag an der ELA bzw. Niederschlag in fester Form vs.  $MAAT_{ELA}$  für alle 17 modellierten Gletscher. Abkürzungen siehe Tabelle 5.

Abb. 43: Jahresniederschlags an der ELA vs. ELA für alle 17 modellierten Gletscher. Abkürzungen siehe Tabelle 5.



An der ELA des Morteratschgletschers fallen gemäss Modellierung 1.9 mwe feste Niederschläge. In der von Klok und Oerlemans (2002) durchgeführten dreidimensionalen Modellierung des Morteratsch fallen ca. 1.3 mwe Schnee an der ELA (bei beiden Modellierungen 3010 m ü. M.). Der Unterschied ist nicht primär durch die bei Klok und Oerlemans exaktere physikalische Ausformulierung der Energiebilanz bedingt, sondern durch die bei letzteren Autoren sehr hohe  $\alpha_s$ . An der ELA und darüber liegt die mittlere Albedo bei Klok und Oerlemans während der Schmelzsaison bei ca. 0.80 - 0.85 (in vorliegender Arbeit wurde immer  $\alpha_s = 0.72$  verwendet). Zwar lassen die Autoren Schneealterung zu, jedoch findet diese unabhängig von der Temperatur und der Intensität der Schneeschmelze statt. Mit  $\alpha_s = 0.81$  wurde in MB4 eine zweite Modellierung des Morteratsch durchgeführt. Nach entsprechender Reduktion der Niederschlagssummen konnte eine für alle Höhenstufen mit den Resultaten von Klok und Oerlemans gut übereinstimmende Massenbilanzverteilung erzielt werden, die Summen des festen Niederschlags fielen ebenfalls sehr ähnlich aus. Dieses Beispiel zeigt wie sensitiv Massenbilanzmodellierungen auf Input-Parameter sind deren Werte häufig nur ungenau bekannt sind.

### 8.1.2. Modellerte räumliche Verteilung von Akkumulationsgebieten

Alle Modellrechnungen wurden für rechteckige Ausschnitte des DHM 25 (Level 1) durchgeführt. Die Ausschnitte beinhalten sowohl vergletscherte als auch gletscherfreie Flächen. Die Berechnung der Massenbilanzverteilung über die ganze Fläche ermöglicht die Überprüfung des Modells hinsichtlich der Übereinstimmung zwischen realen und modellierten Akkumulationsgebieten. Weil das Modell keine Schneeuumlagerungen durch Abrutschen oder durch Lawinen berücksichtigt, kann die Modellierung für Steilhänge keine realistischen Resultate liefern. Lawinen reissen in Hängen steiler 25 Grad an (Salm 1987: 105). In Abbildung 44 und 45 ist zu erkennen, dass für beide Grids ausserhalb der Gletscherumrisse 1973 nur sehr vereinzelt Akkumulationsgebiete mit einer Oberflächenneigung kleiner als 30 Grad auftreten.

Abb. 44: Vergleich modellierte Akkumulationsgebiete und tatsächliche Gletscherumrisse 1973 für die Region Silvrettagletscher. Akkumulationsgebiete gemäss Modellierung in Abbildung 26. Akkumulationsgebiete mit Neigung kleiner 30 Grad sind in Blau eingezeichnet, Akkumulationsgebiete mit Neigung grösser 30 Grad in Grün, Gletscherumrisse in Rot. Gelb: restliche Flächen mit Oberflächenneigung grösser 30 Grad. Für Österreich (nördliche Hälfte) sind keine Gletscherumrisse eingezeichnet.

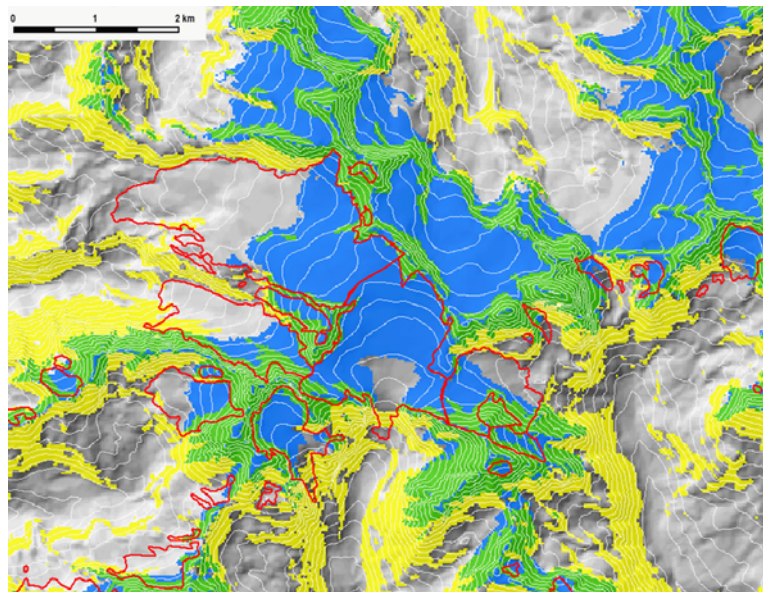
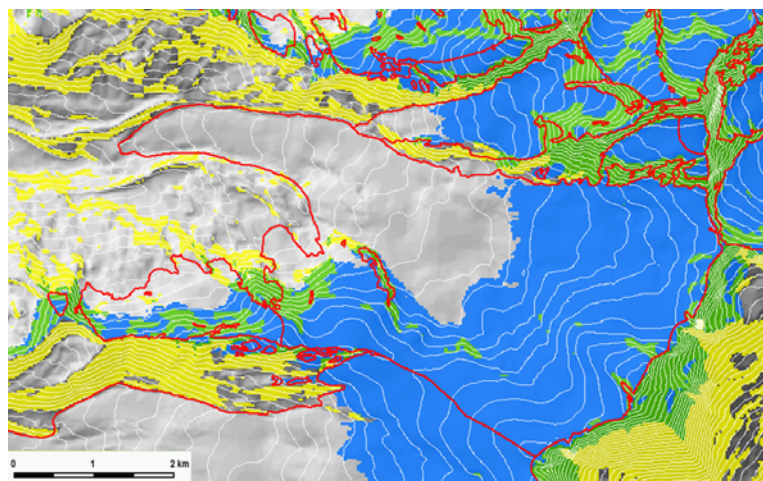


Abb. 45: Vergleich modellierte Akkumulationsgebiete und tatsächliche Gletscherumrisse 1973 für die Region Findelgletscher. Akkumulationsgebiete gemäss Modellierung in Abbildung 37. Für Italien (Südöstliche Ecke) sind keine Gletscherumrisse eingezeichnet.



Es handelt sich dabei stets um sehr kleine Flächen. Abrutschender Schnee lagert sich in flacheren Partien wieder ab. Vor allem unterhalb nordexponierten und hohen Felswänden können dadurch neue Akkumulationsgebiete entstehen.

### 8.1.3. Modellierung der Situation 1960 - 1990

Die Modellierung auf der Basis der Klimadaten 1960 - 1990 ergab für die meisten Gletscher eine mässig negative Bilanz im Rahmen von -0.35 bis -0.1 mwe. Bei einigen Gletschern trat eine positive Bilanz im Bereich von 0.05 bis 0.7 mwe ein. Der Mittelwert aller modellierten Gletscher liegt bei -0.08 mwe (siehe Tabelle 9 Anhang C). Einzig für den Forno-Gletscher resultiert eine stark negative Bilanz von -0.8 mwe. Die Modellierung des Forno Gletschers wird am Ende des Kapitels eingehend diskutiert. Die modellierten spezifischen Massenbilanzen der restlichen Gletscher scheinen plausibel. Die durchschnittlichen gemessenen spezifischen Massenbilanzen betrugen (gemäss Datenbank WGMS, Zemp M., pers. Mitteilung) auf dem Gries-Gletscher -0.25 mwe (Mittel 1962 - 1990), auf dem Silvretta-Gletscher 0.03 mwe (Mittel 1960 - 1990), auf dem Limmerenfirn -0.03 (Mittel 1960 - 1985) und auf dem Plattalva-Gletscher 0.0 mwe (Mittel 1960 - 1985). Relativ viele Gletscher stiessen in der Periode 1960 - 1990 vor, in Anbetracht der Reaktionszeit von ein bis zwei Jahrzehnten für mittelgrosse Alpengletscher, mussten die Gletscher also bereits zu Anfang der Periode positive spezifische Massenbilanzen aufweisen. Ende der Achtziger Jahre endete die Phase der Gletschervorstösse sehr abrupt (Herren et al. 2002), die Gletscher mussten zuvor stark negative spezifische Massenbilanzen erfahren haben. Böhm et al. (2001) zeigen, dass die Temperaturen im Hochgebirge der Alpen anfangs der Fünfziger Jahre absanken, dann bis 1980 auf ähnlichem Niveau verharrten, um dann von 1980 bis 1990 sehr deutlich anzusteigen.

Es zeigt sich, dass innerhalb des selben Geländemodells deutlich abweichende spezifische Massenbilanzen auftreten. Beispielsweise zeigt der Findelgletscher eine spezifische Massenbilanz von -0.17 mwe und der direkt benachbarte Adlergletscher 0.72 mwe. Die modellierten spezifische Massenbilanz des Silvretta- und des Tiatscha-Gletschers variieren um 0.6 mwe. In den meisten Fällen zeigen benachbarte kleinere Gletscher deutlich positivere spezifische Massenbilanzen. Als Gründe für diese Beobachtung kommen für kleine Gletscher die häufige Kuppenlage mit starker Schneeumlagerung und die meist steilere Oberfläche mit erhöhter Lawinenaktivität in Frage. Letztgenannter Grund könnte eine mögliche Ursache sein für die grosse Differenz zwischen Silvretta- und Tiatscha-Gletscher. Die Zunge des Tiatscha-Gletscher ist stellenweise über 30 Grad geneigt (siehe Abbildung 44) und verliert einen grossen Teil der winterlichen Akkumulation durch Lawinen. Die grossen Unterschiede zwischen Findel und Adlergletscher sind schwieriger zu erklären. Eventuell sind sie bedingt durch die räumliche Verteilung der Niederschläge und der Globalstrahlung.

Fehlende Übereinstimmung zwischen den modellierten spezifischen Massenbilanzen benachbarter Gletscher muss nicht unbedingt als Modellfehler interpretiert werden. Auch bei Messungen resultieren häufig grosse Abweichungen zwischen benachbarten Gletschern. Beispielsweise wurde im Jahre 1998/99 auf dem Silvrettagletscher eine spezifische Massenbilanz von +0.5 mwe gemessen, auf den 1 bis 5 km östlich gelegenen Gletschern Ochsentalergletscher, Vermuntgletscher und Jamtalferner wurden im gleichen Zeitraum 0, -0.5 und -0.25 mwe bestimmt. Abweichungen zwischen benachbarten Gletschern, sowohl bei Messungen als auch in der Modellierung, müssen nicht zwingend durch die aktuelle Witterung bzw. das aktuelle Klima bedingt sein. Die Massenbilanz eines Gletschers ist, wie in Kapitel 2.4.2 aufgezeigt, eine Funktion der Witterung, der Oberflächenneigung und der Hypsographie. Die aktuelle Hypsographie ist ihrerseits eine Funktion der Topographie und des vormals herrschenden Klima. Perioden stark negativer Massenbilanzen führen beispielsweise zu einem Absinken der Gletscheroberfläche und damit zu einer Veränderung der Hypsographie.

Demzufolge ist die modellierte oder gemessene Massenbilanz eines Gletschers eine Funktion folgender Faktoren:

- aktuelles Klima, bzw. aktuelle Witterung
- vergangenes Klima
- Hypsographie
- Oberflächenneigung
- Topographie

Die Modellierung der Massenbilanz des Forno Gletscher (siehe Anhang D) ist wahrscheinlich ein Beispiel für den Einfluss des vergangenen Klimas auf die modellierten Massenbilanzen: Selbst nach umfangreicher Anpassung der Klimaparameter - beispielsweise wurde die Globalstrahlung auf einen ähnlich tiefen Wert gesetzt wie für den Alpen-Nordhang - resultierte eine deutlich negative spezifische Massenbilanz von -0.8 mwe. Es stellt sich die Frage, ob der Gletscher seine Existenz aussergewöhnlichen lokalklimatischen Bedingungen zu verdanken hat, oder ob seine Massenbilanzen auch in Wirklichkeit stark negativ ausfallen. Gegen erstere Vermutung spricht die Tatsache, dass für sämtliche anderen, im verwendeten DHM-Ausschnitt enthaltene Gletscher, eine ausgewogene Bilanz resultiert (beispielsweise weist der direkt benachbarte Vadrec dal Canton in gleicher Modellierung eine Bilanz von -0.03 mwe auf). Aufgrund des Modellresultates kann die Vermutung geäussert werden, dass sich der Forno-Gletscher im Stadium des "Down-wasting" befindet. Während des Rückzuges hat der Gletscher wahrscheinlich grosse Teile seines ehemaligen Akkumulationsgebietes durch das Absinken seiner Oberfläche verloren. Aufgrund seiner Ausprägung - der Gletscher besteht vorwiegend aus einer langen, relativ dicken und nur sehr wenig geneigten Zunge - ist der Forno-Gletscher prädestiniert für einen derartigen negativen Rückkopplungsprozess. Der beobachtete konstante und schnelle Rückzug des Forno-Gletschers unterstützt die Vermutung des Down-wastings: Gemäss Auswertung von Satellitenbildern zog sich der Gletscher in der Zeitspanne von 1973 - 1998 um 700 m zurück (Paul F., pers. Mitteilung), gleichzeitig verzeichneten viele Gletscher im Alpenraum deutliche Vorstösse (Herren et al. 2002).

Am Beispiel des Forno Gletschers kann auch auf die Problematik der mittels Flächenteilungsverfahren bestimmten  $ELA_0$  hingewiesen werden. Angenommen der Gletscher befindet sich tatsächlich im Stadium des Down-wastings und man bestimmt die  $ELA_0$  des Forno Gletschers mit Flächenteilungsverfahren (beispielsweise 2:1) auf der Basis der jetzigen Hypsographie, dann erhält man für die  $ELA_0$  einen zu tiefen Wert. Weil die Hypsographie vom vergangenen Klima beeinflusst ist, kann die Abschätzung aktueller klimatischer Bedingungen anhand ermittelter  $ELA_0$  zu Fehlschlüssen führen. Auf der Basis der ermittelten tiefen  $ELA_0$  würde das Gebiet als zu maritim eingestuft.

#### 8.1.4. Vergleich gemessener und modellierter Ablation

Für die beiden im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Gletscher Findel und Oberer Grindelwald sowie für den Massenbilanzgletscher Silvretta wurde ein Vergleich zwischen modellierten lokalen Massenbilanzen und gemessenen lokaleen Massenbilanzen angestellt, die Resultate sind in den Tabellen 15, 18 und 21 dargestellt. Besonders für den Silvrettagletscher zeigt sich eine hohe Übereinstimmung, sowohl im Ablations- als auch im Akkumulationsgebiet. Eher gering ist die Übereinstimmung für zwei Messpunkte (fi2 und fi3) auf dem Findelgletscher.

### 8.1.5. Temperatursensitivität des Modells

Nach Kuhn (1980) führt entweder eine Reduktion der Akkumulation um 0.4 m, oder eine Erhöhung der Strahlung um  $1.33 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  ( $15.4 \text{ W/m}^2$ ) zu einem Anstieg der ELA um 100 m. Um ebenfalls 100 m steigt die ELA bei eine Erhöhung der MAAT um  $0.7 \text{ }^{\circ}\text{C}$  (entspricht  $140 \text{ m / }^{\circ}\text{C}$ ).

In vorliegender Arbeit wurden Analysen der Klimasensitivität nur für Veränderungen der MAAT durchgeführt. Die im Modell auftretende Verschiebung der ELA betragen zwischen 120 und 165 m /  $^{\circ}\text{C}$  und sind in gutem Einklang mit den oben zitierten Ergebnissen von Kuhn (1980).

Unabhängig von der Grösse der Gletscher und  $b_t$  folgt in der Modellierung auf eine Temperaturerhöhung von  $1 \text{ }^{\circ}\text{C}$  eine Zunahme von  $b_t$  um ca. 1 mwe. Die Veränderungen des AAR bei einer Veränderung der MAAT hängt ab von Hypsographie, Grösse des Gletschers und vom vorhergehenden AAR. Daher macht es keinen Sinn die Veränderungen des AAR in der Form Fläche /  $^{\circ}\text{C}$  anzugeben. Auf kleinen Gletscher, die sich vorhergehend im Gleichgewicht befunden haben (Vernela-Gletscher und Triftjigletscher, siehe Tabellen 16 und 22), sinkt bei einer Temperaturerhöhung um  $1 \text{ }^{\circ}\text{C}$  das AAR fast gegen null. Bei grossen Gletschern, wie dem Oberen Grindelwaldgletscher und dem Findelgletscher, sind die Veränderungen viel geringer (siehe Tabellen 19 und 22).

Im Modell auftretende Veränderungen von  $\bar{B}$  bewegen sich zwischen 0.59 und  $0.85 \text{ mwe / }^{\circ}\text{C}$ . Andere Autoren berechnen teilweise eine tiefere Sensitivität der spezifischen Massenbilanz auf Temperaturveränderungen:  $0.41 \text{ mwe/}^{\circ}\text{C}$  für den Rhonegletscher und den Hintereisferner (Oerlemans 2000, 2001), eine ähnliche Sensitivität:  $0.68 \text{ mwe/}^{\circ}\text{C}$  für den Morteratschgletscher (Klok and Oerlemans 2002) oder eine höhere Sensitivität:  $0.9 \text{ mwe/}^{\circ}\text{C}$  für den Pasterzenkees (Greuell and Böhm 1998). Wie aus Abbildung 30, 34 und 38 ersichtlich, treten bei der Modellierung in der Höhenstufe zwischen der ELA vor und der ELA nach Temperaturveränderung die grössten Veränderungen der Massenbilanz auf. Zumindest auf einigen Gletschern konnte Kuhn (1984) ein ähnliches Verhalten beobachten. Wie nachfolgend begründet wird, ist in dieser Höhe der Effekt der Albedorückkopplung maximal und die Sensitivität der Akkumulation auf Temperaturveränderungen ist ebenfalls hoch.

Bei einer Erhöhung der MAAT treten im Modell drei Effekte auf:

- Erhöhung der für Schmelze zur Verfügung stehenden Energie
- Reduktion der Akkumulation (Schneefall während kürzerer Periode im Jahr)
- Albedorückkopplung: Die Zeitspanne mit Schmelze an der dunkleren Eisoberfläche verlängert sich auf Kosten der Zeitspanne mit Schmelze an der helleren Schneeoberfläche.

Der erste Effekt tritt in jeder Höhe auf, der zweite Effekt tritt nur unterhalb einer Höhe auf für die gilt:  $t_{\max} = 1.5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ . Oberhalb dieser Höhe findet immer noch während des ganzen Jahres Schneefall statt. Albedorückkoppelung findet nur dort statt, wo Schmelze im Verlauf des Jahres sowohl auf Schnee als auch auf Eis stattfindet.

Die Reduktion der Akkumulation durch eine Temperaturerhöhung ist, bedingt durch den sinusförmigen Verlauf der Temperaturkurve und die scharfe Temperaturgrenze des Schneefalls  $t_s$ , maximal in der Höhe für die vor der Temperaturerhöhung galt  $t_{\max} = 1.5 \text{ }^{\circ}\text{C} = t_s$ . Bei Klimabedingungen gemäss der Modellierung des Findelgletschers (siehe Tabelle 20) liegt diese Linie auf 3250 m ü. M. In dieser Höhe fallen im Verlauf eines Jahres 2,49 m Niederschlag, davon 100% als Schnee. Bei gleichen Klimabedingungen fallen auf der Zunge des Gletschers in 2500 m ü. M. 1.93 m Niederschlag, 1.17 m oder 61% davon als Schnee. Nach einer Temperaturerhöhung von  $1 \text{ }^{\circ}\text{C}$  fallen in 3250 m ü. M. 2,07 oder 83% des Jahrestotal als Schnee, in



2500 m ü. M. fallen 1.08 m oder 56% des Jahrestotal als Schnee. Die absolute Reduktion der Akkumulation ist in 3250 m ü. M. fast fünffach so gross wie auf der Zunge des Gletschers, proportional zum Jahrestotal ist sie über 3 mal so gross. In der Höhenlage der maximalen Reduktion der Akkumulation ist auch der Effekt der Albedorückkoppelung maximal. Die Sensitivität der Akkumulation auf Temperaturveränderungen hängt im Modell zusätzlich ab von:

- Temperaturamplitude
- Verteilung der Niederschläge im Jahresverlauf
- Höhenlage des Gletschers

Kontinentale Gletscher weisen eine hohe Temperaturamplitude auf, entsprechend kurz fällt das sommerliche Temperaturmaximum aus. In Gebieten mit geringen Niederschlägen im Sommer ist die Reaktion entsprechend weniger stark ausgeprägt als in Gebieten mit hohen Sommerniederschlägen. Tief gelegene Gletscher wie der Glärnischfirn zeigen eine geringere Reduktion der Akkumulation weil bereits vor der Temperaturerhöhung kaum Akkumulation während der Sommermonate stattfand.

Obenstehende Aussagen können nicht unmittelbar in die Realität übernommen werden: In der Realität existiert keine scharfe Temperaturgrenze oberhalb derer Regen fällt und unterhalb derer Schnee fällt.

### 8.1.6. Modellierte Massenbilanzgradienten

Die aus den modellierten Massenbilanzverteilungen hervorgehenden Massenbilanzgradienten variieren zwischen  $0.55$  und  $1 \text{ mwe } 100\text{m}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ , der Mittelwert beträgt  $0.74 \text{ mwe } 100\text{m}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  (siehe Tabelle 9 in Anhang C). Tabelle 23 zeigt, dass gemessene und modellierte Massenbilanzgradienten allgemein relativ gut übereinstimmen. Im Falle des Basodino-Gletschers und des Glärnischfirn sind grössere Abweichungen vorhanden. Bei ersterem lässt sich  $b_t$  aufgrund der breiten Front schwer bestimmen, bei weiterem handelt es sich beim gemessenen Massenbilanzgradienten um einen Wert, der nur aufgrund einer einzigen Messstange und einer Abschätzung der  $\text{ELA}_{2002}$  ermittelt wurde.

Sowohl die Messwerte als auch die Modellierung scheinen auf einen Zusammenhang zwischen der Exposition und dem Massenbilanzgradienten hinzudeuten. Allgemein zeigen nord-exponierte Gletscher tiefe Massenbilanzgradienten, west- und ostexponierte Gletscher hohe Massenbilanzgradienten. Südexponierte Gletscher wurden nicht modelliert, Messungen auf südexponierten Gletschern - Grosser Aletschgletscher:  $1 \text{ mwe } 100\text{m}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  (Haefeli 1962) sowie Rhone Gletscher:  $0,85 \text{ mwe } 100\text{m}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  (Chen und Funk 1990) - deuten auf hohe Massenbilanzgradienten hin.

Die Modellwerte zeigen keinen Zusammenhang zwischen Kontinentalität der Gletscher und Massenbilanzgradient. Die kontinental geprägten Gletscher Findel und Trift weisen hohe Gradienten auf, der maritime Obere Grindelwaldgletscher weist einen tiefen Gradienten auf. Einen grossen Einfluss hat bei letzterem die Topographie. Seine Zunge ist stark abgeschattet,  $b_t$  beträgt  $-8 \text{ mwe}$  auf  $1450 \text{ m ü. M.}$ , auf der wenig abgeschatteten Zunge des Grossen Aletschgletscher resultiert gemäss Haefeli (1962) ca.  $b_t - 13 \text{ mwe}$  auf ca.  $1550 \text{ m ü. M.}$

Bis anhin nicht in die Modellrechnung einbezogen sind variierende klimatische Bedingungen auf einem Gletscher. Beispielsweise befindet sich die Zunge des Grossen Aletschgletschers in einer viel niederschlagsärmeren Region als sein Akkumulationsgebiet. Eine ähnliche Situation liegt beim Morteratschgletscher vor.

## 9. Schlussfolgerungen und Ausblick

### 9.1. Schlussfolgerungen

Die Messungen der Ablation in den Ablationsgebieten von 14 verschiedenen Gletschern der Schweizer Alpen zeigen, dass die Schmelzraten in den meisten Regionen relativ ähnlich sind. Deutlich erhöhte Schmelzraten zeigen die kontinental geprägten Gletscher der Walliser Südtäler.

Die Modellierung der Massenbilanzverteilung auf Basis digitaler Höhenmodelle zeigt eine gute Übereinstimmung mit Messwerten. Im Falle des Silvrettagletschers beträgt die Abweichung zwischen an Pegeln abgelesenen und modellierten lokalen Massenbilanzen sowohl im Akkumulations- als auch im Ablationsgebiet meist weniger als 0.3 mwe.

Aus den modellierten Massenbilanzverteilungen abgelesene Massenbilanzgradienten liegen im Bereich von 0.55 bis 1 mwe  $100\text{m}^{-1} \text{yr}^{-1}$ . Niedrige Gradienten zeigen vor allem nordexponierte Gletscher. Wo Messwerte vorliegen, zeigt sich, dass die modellierten Massenbilanzgradienten nahezu identisch sind. Die Resultate sind von ähnlicher Qualität sowohl für kontinental als auch für maritim geprägte Gletscher der Schweizer Alpen.

Analysen der Temperatursensitivität wurden für die Gletscher dreier Höhenmodelle durchgeführt. Auf eine Erhöhung der MAAT um 1 K folgt ein Absinken der spezifischen Massenbilanz um 0.59 - 0.85 mwe.

Es konnte gezeigt werden, dass die Resultate des verwendeten einfachen Massenbilanzmodells sehr ähnliche sind zu denjenigen einer deutlich komplexeren dreidimensionalen Massenbilanzmodellierung für den Morteratschgletscher von Klok und Oerlemans (2002).

Die Modellierung der Massenbilanzverteilung für einen Gletscher der Peruanischen Cordillera Blanca ergab einen hohen Massenbilanzgradienten von 1.7 mwe  $100\text{m}^{-1} \text{yr}^{-1}$  und eine sehr hohe Sensitivität der Massenbilanzverteilung und der spezifischen Massenbilanz (1.2 mwe/°C) auf Temperaturveränderungen, wie sie auf tropischen Gletschern tatsächlich beobachtet werden.

Die Modellierung von Massenbilanzverteilungen kann Aufschluss geben über den Zustand eines Gletschers: Aus der Modellierung des Forno-Gletschers ging eine stark negative Massenbilanz hervor, es kann vermutet werden, dass der Gletscher sich aufgrund der Veränderung seiner Hypsographie im Stadium des Downwastings befindet. Der beobachtete kontinuierliche und aussergewöhnlich starke Rückzug dieses Gletschers unterstreicht die Vermutung.

## 9.2. Weitere Anwendungsbereiche für Massenbilanzmodellierungen

In der Glaziologie kann die Massenbilanzmodellierung auf dreidimensionaler Basis helfen den grossen Aufwand an Feldarbeit zur Messung von Gletscher-Massenbilanzen zu reduzieren. Es ist denkbar auf Gletschern eine reduzierte Anzahl von Messpegeln zu unterhalten und für die restliche Gletscherfläche die Massenbilanzverteilung zu modellieren. Die Messwerte könnten zur Kontrolle und gegebenenfalls zur Kalibrierung der Modellierung eingesetzt werden.

Vorliegendes Modell kann verwendet werden um die Massenbilanzverteilung grösserer Regionen zu berechnen. Als Input-Daten könnten Grids der räumlichen Verteilung von Globalstrahlung, Temperatur und Niederschlag verwendet werden. Neben Grids des aktuellen Klimas liessen sich ebenfalls berechnete Klimaszenarien als Input verwenden um Veränderungen der Massenbilanzen räumlich über grössere Gebiete zu untersuchen.

Auch in angrenzenden Wissenschaftsdisziplinen bestehen Einsatzmöglichkeiten für Gletscher-Massenbilanzmodellierungen: Vorausgesetzt Temperaturen, Globalstrahlung und die lokale Massenbilanz für einen bestimmten Punkt auf einem Gletscher sind bekannt, dann kann über eine Massenbilanzmodellierung die Akkumulation berechnet werden. Auf der Basis des aufgestellten Modells könnten auf diese Weise Erkenntnisse über die räumliche Verteilung und Betrag der Schneeakkumulation im Hochgebirge gewonnen werden.

Vorliegendes Modell berechnet auch den Zeitpunkt der Ausaperung, des Einschneiens sowie der maximalen Schneehöhe. Diese Daten können, gegebenenfalls unter leichten Modellanpassungen, für unvergletscherte Flächen berechnet werden. Somit kann das Modell auch in Zusammenhang mit der Permafrostmodellierung oder für ökologische Fragestellungen verwendet werden. Beispielsweise kann die unterschiedliche Dauer der schneefreien Periode bei verschiedenen Klimaszenarien analysiert werden.

## 9.3. Ansätze zur Steigerung der Modellgenauigkeit

Eine Weiterentwicklung des vorliegenden Modellansatzes sollte behutsam und schrittweise vorgenommen werden. Selbst das vorliegende einfache Modell reagiert komplex auf Veränderungen jedes einzelnen Faktors. Alle klimatischen Faktoren sind untereinander verknüpft, keiner der Faktoren kann isoliert von den anderen betrachtet werden. Es ist nicht schwierig über den falschen Weg zur korrekten Massenbilanz zu gelangen. Eingesetzte Faktoren müssen auf ihre physikalische Richtigkeit überprüft werden. Es ist unerlässlich, sich jederzeit über getroffene Vereinfachungen im Klaren zu sein.

Die physikalische Ausformulierung von Akkumulation und Ablation kann gegenüber dem aufgestellten Modell verbessert werden. Aber jede noch so ausgeklügelten physikalischen Beschreibung der Prozesse an der Grenzfläche Gletscher - Atmosphäre kann die Modellgenauigkeit nicht entscheidend erhöhen, solange die räumliche Verteilungen von Niederschlag, Niederschlagsgradienten, Schneeumlagerung, Globalstrahlung und Albedo nicht genauer bekannt sind. Mindestens so wichtig wie eine exaktere physikalische Formulierung der Prozesse an der Grenzfläche Gletscher - Atmosphäre, ist die genauere Kenntnis dieser Faktoren.



Weitere Arbeiten und Verbesserungen des vorliegenden Modells sollten in folgender Reihenfolge vorgenommen werden:

1. **Genauere Überprüfung und Kalibrierung:** Basis jeder weiteren Veränderung des Modells ist die Überprüfung und Kalibrierung anhand konkreter Witterungsdaten und gleichzeitig durchgeführten Messungen auf Gletschern. Die dem Modell zugrundeliegenden Formeln sollten dabei nicht verändert werden sondern lediglich die Faktoren  $c_0$  und  $c_1$  angepasst werden damit die Kalibrierung nicht mehr über die Temperaturen durchgeführt werden muss (siehe Kapitel 8.1.1). Eine konkrete Möglichkeit böte sich beispielsweise dank der von Nina Riesen aufgestellten einjährigen Witterungs-Messreihe (Juni 2002 - Juni 2003) auf dem Stockhorn und den im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Ablationsmessungen (Juli 2002 - Oktober 2002) auf dem direkt benachbarten Findelgletscher. Des weiteren sollten Vergleiche zwischen dem modellierten und dem tatsächlichem Verlauf von Schneelinien vorgenommen werden. Am Beispiel des Glärnischfirns wurde ein Vergleich angestellt (siehe Anhang E). Optimalerweise sollten Luftbilder verwendet werden, welche Gletscher am Ende der Schmelzperiode in Jahren mit ausgeglichener Bilanz zeigen.



Abb. 46: Limmerenfirn 9. 8. 2003. Photo aufgenommen vom Kistenstöckli (2745 m ü. M.), Blick Richtung Westen.

2. **Schneeuumlagerung durch Lawinen:** Durch Lawinen werden grosse Massen an Schnee umgelagert. Das Beispiel des Limmerenfirn (Abbildung 46), eines ca. 3 km langen Gletschers der Glarner Alpen, verdeutlicht den Einfluss der Lawinentätigkeit auf die räumlichen Verteilung der Akkumulation. Das Photo wurde am 9. August 2003 aufgenommen, der Gletscher ist nach einer langen Periode aussergewöhnlich heisser Witterung stark ausgeapert und nur Flächen mit besonders hoher winterlicher Akkumulation sind noch schneebedeckt. Unterhalb der orographisch rechts gelegenen nordexponierten Felswand akkumulierten sich im Verlaufe des Winters grosse Mengen an Lawinenschnee, erhalten geblieben ist ein langgezogenes Schneefeld das rechtwinklig zu den Höhenlinien verläuft. Das Akkumulationsgebiet entlang der Felswand hat massgeblichen Einfluss auf das weite Vorstossen der orographisch rechten Zunge. Auf der orographisch linken Seite endet der Gletscher 300 m höher. Die Felswände sind dort viel weniger mächtig, zum Zeitpunkt der Aufnahme existiert nur noch ein vergleichsweise kleines, ebenfalls durch Lawinenschnee gebildetes Akkumulationsgebiet. Die Modellierung der Schneeuumlagerung durch Lawinen kann beispielsweise auf Basis des hydrologischen Ansatzes auf relativ einfachem Weg erfolgen (Salzmann 2002, Nötzli 2003) .

3. **Schneeuumlagerung durch Wind:** Vor allem auf Kuppen und Gipfeln spielt die Schneeuumlagerung durch Wind eine entscheidende Rolle. Sie ist aber bedeutend schwieriger zu parametrisieren und zu modellieren als die Schneeuumlagerung durch Lawinen. Einen relativ einfachen GIS-basierten Weg zur Modellierung der Schneeuumlagerung durch Wind zeigen Ishikawa und Sawagaki (2001).
4. **Globalstrahlung:** Die Modellierung der Globalstrahlung erfolgt bereits auf relativ komplexe Weise. Wenn die Vereinfachung der konstanten Reduktion der Globalstrahlung durch Bewölkung aufgegeben wird, liesse sich die modellierte Globalstrahlung besser dem tatsächlichen Jahresverlauf annähern.
5. **Albedo:** Eine vielversprechende Alternative zur Verwendung von nur zwei Albedowerten ist die Ableitung der Gletscher-albedo aus Satellitendaten welche zum Zeitpunkt starker Gletscherausaperung aufgenommen wurden. Ein Massenbilanzmodell könnte dann für jedes Pixel nach dem Ausapern die Albedo der Eisoberfläche mit der aus Satellitendaten abgeleiteten Albedo ersetzen. Arbeiten die sich mit der Bestimmung der Albedo von Schnee- und Eisoberflächen beschäftigen: Hall and Chang (1988), Dozier (1989) und Jacobssen et al. (1993).
6. **Ausformulierung der Energie- und Massenbilanz:** Zusätzliche Energie- und Massenflüsse können in der Energie- und Massenbilanz berücksichtigt werden. Es besteht ebenfalls Verbesserungspotential bei der physikalischen Ausformulierung der in vorliegendem Modell berücksichtigeten Energieflüsse. Beispiele komplexerer Energiebilanz-Modelle finden sich in Munro (1990), Oerlemans (1993), Kaser et al. (1996) sowie in Klok und Oerlemans (2002).

# Literatur

Allison I. and Bennett J. (1976): Climate and microclimate. In: Hope G. S., Peterson J. A., Radok U., Allison I. (es.): *The equatorial glaciers of New Guinea*. Balkema, Rotterdam, 61 - 80

Bader S. (1990): *Die Modellierung von Nettobilanzgradienten spätglazialer Gletscher zur Herleitung der damaligen Niederschlags- und Temperaturverteilung - dargestellt an ausgewählten Beispielen aus den Schweizer Alpen*. Dissertation am geographischen Institut der Universität Zürich

Bauder A. (2001): *Bestimmung der Massenbilanz von Gletschern mit Fernerkundungsmethoden und Fliessmodellierungen*. Dissertation, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich

Böhm R., Auer I., Brunetti M., Maugeri M., Nanni T. and Schöner W. (2001): Regional temperature variability in the European Alps 1760-1998. *International journal of Climatology*.

Braithwaite R. J. and Zhang Y. (1999): Modelling changes in glacier balance that may occur as a result of climate changes. *Geografiska Annaler* **81A** (4) 489 - 496

Chen J. and Funk M. (1990): Mass balance of Rhonegletscher during 1882/83-1986/87. *Journal of Glaciology* **36** (123) 199-209

Cogley J. G. (1999): Effective sample size for glacier mass balance. *Geografiska Annaler* **81A** (4) 497 - 507

Dozier J. (1989): Spectral signature of alpine snow cover from the Landsat Thematic Mapper. *Remote Sensing of Environment* **28** 9-22

Dozier J. and Frew J. (1990): Rapid calculation of terrain parameters for radiation modeling from digital elevation data. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* **GE28**(5) 963-969

Frei C. and Schär C. (1998): A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *International Journal of Climatology* **18** 873-900

Funk M., Morelli R., and Stahel W. (1997): Mass balance of Griesgletscher 1961-1994: different methods of determination. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* **33** (1) 41-56

Fountain A. G. and Vecchia A. (1999): How many stakes are required to measure the mass balance of a glacier? *Geografiska Annaler* **81A** (4) 563 - 572

Greuell W., Knap W. H. and Smeets P. C. (1997): Elevational changes in meteorological variables along a mid-latitude glacier during summer. *Journal of Geophysical Research* **102** (D22) 25941-25954

Greuell W. and Böhm R. (1998): 2m temperatures along melting midlatitude glaciers and implications for sensitivity of the mass balance to variations in temperature. *Journal of Glaciology* **44**(106) 9-20.

Gross G., Kerschner H. und Patzelt G. (1978): Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* **17** 223-251

Gruber S., Schläpfer D. and Hoelzle M. (2003): Imaging Spectrometry in High-Alpine Topography: The Derivation of Accurate Broadband Albedo. *Proceedings of the 3rd EARSeL Workshop on Imaging Spectroscopy*, 13.-16. May 2003 in Herrsching

Gudmunsson G. H. (2001): *Physik der Gletscher*. Vorlesungsskript an der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich

HADES (2001): Hydrologischer Atlas der Schweiz, Tafeln 2.6 und 2.7. Hrsg. Landeshydrologie, Bundesamt für Wasser und Geologie, Bern

Haeberli W. (1995): Glacier fluctuations and climate change detection. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* **18** 191 - 199

Haeberli W. and Hoelzle M. (1995): Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers: a pilot study with the European Alps. *Annals of Glaciology* **21**, 206-212

Haeberli W. und Hölzle M. (1998): *Grundzüge der Glaziologie - Gletscher und Permafrost*. Vorlesungsunterlagen WS 1998/1999, Geographisches Institut der Universität Zürich

Haefeli R. (1962): The ablation gradient and the retreat of a glacier tongue. *IAHS* **58** 52 - 58

Hall D. and Chang A. (1988): Reflectances of glaciers as calculated using Landsat-5 Thematic Mapper data. *Remote Sensing of Environment* **25** 311-321

Hastenrath S. and Ames A. (1995): Diagnosing the imbalance of Yanamarey Glacier in the Corillera Blanca of Peru. *Journal of Geophysical Research* **100** (D3) 5105 - 5112

Heggem E. S. F., Etzelmüller B. and Berthling I. (2001): Topographic radiation models: sensitivity and application in periglacial geomorphology. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography* **55** 203 - 211

Herren E., Bauder A., Hölzle M. and Maisch M. (2002): The Swiss Glaciers 1999/2000 and 2000/2001. Glaciological Report No. 121/122

Herren E., Hölzle M. and Maisch M. (2001): The Swiss Glaciers 1997/98 and 1998/99. Glaciological Report No. 119/120

Herren E., Hölzle M. and Maisch M. (2000): The Swiss Glaciers 1995/96 and 1996/97. Glaciological Report No.117/118

Herren E., Hölzle M. and Maisch M. (1999): The Swiss Glaciers 1993/94 and 1994/95. Glaciological Report No.115/116

Hock R. (1998): Modelling of glacier melt and discharge. *Zürcher Geographische Schriften* **70**

Hoinkes H. (1957): Über die Schneeumlagerung durch den Wind. *Jahresbericht des Sonnblick-Vereines*, Springer, Wien, 1953-1955, 27 - 32

Hoinkes H. (1970): Methoden und Möglichkeiten von Massenhaushaltsstudien auf Gletschern. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* **6** 37 - 90

Hölzle M. (1994): *Permafrost und Gletscher im Oberengadin*. Dissertation, Eidgenössische Technische Hochschule, Zürich

Hölzle M., Haeberli W., Dischl M. and Peschke W. (2003): Secular glacier mass balances derived from cumulative glacier length changes. *Global and Planetary Change* **36** 295 - 306

Hooker B. L. and Fitzharris B. B. (1999): The correlation between climatic parameters and the retreat and advance of Franz Josef Glacier, New Zealand. *Global and Planetary Change* **22** (1-4) 39 - 48

Huggel, C., Haeberli, W., Käab, A., Ayros, E. and Portocarrero, C. (2003): Assessment of glacier hazards and glacier runoff for different climate scenarios based on remote sensing data: a case study for a hydropower plant in the Peruvian Andes. EARSel Workshop, Observing our cryosphere from space, Bern, 11.3.-13.3.2002

Ishikawa M. and Sawagaki T. (2001): GIS-Simulation of the spatial distribution of snow cover and observed ground temperatures in the Daisetsu Mountains, Japan. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography* **55** 212 - 218

Jacobsen A., Allan R., Kamper C. and Kamper J. (1993): Mapping of satellite derived surface albedo on the Idluagkat Glacier, Eastern Greenland, using a digital elevation model and SPOT HRV data. *Geografisk Tidsskrift* **93** 6-18

Johannesson T., Raymond C. F. and Waddington E. D. (1989): A simple method for determining the response time of glaciers. In: Oerlemans J. (Ed.): *Glacier fluctuations and climate change*, University of Utrecht, 343 - 352

Johannesson T., Sigurdsson O., Laumann T. Kennett M. (1995): Degree-day glacier mass-balance modelling with applications to glaciers in Iceland, Norway and Greenland. *Journal of Glaciology* **41** (138) 345 - 358

- Kääb A. and Funk M. (1991): Modelling mass balance using photogrammetric and geophysical data: a pilot study at Griesgletscher, Swiss Alps. *Journal of Glaciology* **45** (151) 575 - 583
- Kaser G., Hastentath S. and Ames A. (1996): Mass balance profiles on tropical glaciers. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 75 - 81
- Kaser G. and Georges Ch. (1997): Changes in the equilibrium line altitude in the tropical Cordillera Blanca, Peru, 1930-50, and their spatial variations. *Annals of Glaciology* **24** 344 - 349
- Klok (Lisette) E. J. and Oerlemans J. (2003): Model study of the spatial distribution of the energy and mass balance of Morteratschgletscher, Switzerland. *Journal of Glaciology* **48** (163) 505-518
- Knap, W.H. (1998): *Satellite-derived and ground-based measurements of the surface albedo of glaciers*. PhD Dissertation, University of Utrecht, Utrecht
- Kotlyakov V. M. (1973): Snow accumulation on mountain glaciers. Role of snow and ice in hydrology (Proceedings of the Banff Symposium, September 1972) Co-edition UNESCO/WMO/IAHS *IAHS* **107** (1) 394 - 400
- Kuhn M. (1979): On the computation of heat transfer coefficients from energy-balance gradients on a glacier. *Journal of Glaciology* **22** (87), 263 - 272
- Kuhn M. (1980): Climate and glaciers. Sea level, ice and climatic change (Proceedings of the Canberra Symposium, December 1979) *IAHS* **131**, 3-20
- Kuhn M. (1984): Mass budget imbalances as criterion for a climatic classification of Glaciers. *Geografiska Annaler* **66A** (3) 229 -238
- Machguth I. (in Vorbereitung): *Abschätzung von Gletschergefahren mittels Fernerkundung und GIS in der Cordillera Blanca, Peru*. Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Zürich, Zürich
- Meteoschweiz (2002): <http://www.meteoschweiz.ch/de/Klima/Engagement/IndexEngagement.shtml>. Zugriff: März 2002 - 23. September 2003
- Meier M. F. (1965): Glaciers and climate. *The quaternary of the united states* (ed. by H. E. Wright and D. G. Frey) **79** Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 795 - 805
- Moore I. D., Norton T.W., Williams J. E. (1993): Modelling environmental heterogeneity in forested landscapes. *Journal of Hydrology* **150** 717 - 747
- Munro D. S. (1991): A surface energy exchange model of glacier melt and net mass balance. *International Journal of Climatology* **11** 689 - 700

- Nidertscheider H. (1990): *Untersuchungen zur Hydrographie der Cordillera Blanca (Peru)*. Diplomarbeit an der Leopold-Franzens- Universität, Innsbruck
- Nötzli J. (2002): *GIS-basierte Modellierung von Felsstürzen über Gletschern*. Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Zürich, Zürich
- Oerlemans J. (1991): A model for the surface balance of ice masses: Part I: alpine glaciers. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* **27/28** 63-83
- Oerlemans J. (1993): Modelling glacier mass balance. In: Peltier W. R. (Ed.): Ice in the climate system, NATO ASI Series **112**, Berlin, 101 - 116
- Oerlemans J. (1992): Climate sensitivity of glaciers in southern Norway: application of an energy-balance model to Nigardsbreen, Hellstugubreen and Alftobreen. *Journal of Glaciology* **38** 223-231
- Oerlemans J. (2000): Holocene glacier fluctuations: is the current rate of retreat exceptional? *Annals of Glaciology* **31** 39-44
- Oerlemans J. (2001): *Glaciers and Climate Change*. Sweets & Zeitlinger BV, Lisse
- Paterson W. S. B. (1994): The physics of glaciers, 2 nd. edn. Pergamon Press, New York
- Plastinin L.A. (1998): *Distanzionno Kartograficeskoe Isucene Niwalno-Gljazjalnich Kom-pleksov Gornich Rajonov Sibiri*. Irkutskii gosudarstvennij techniceskij universitet, Irkutsk
- Paul F. (2003): The new Swiss Glacier Inventory 2000 - Application of remote sensing and GIS. Dissertation am Geographisches Institut der Universität Zürich, Zürich
- Ribstein P., Francou B., Rigaudière P. und Saravia R. (1995): Variabilidad climatica y modelizacion hidrologica del glaciario Zongo, Bolivia. *Bulletin de l' Institut Français d'Etudes Andines* **24** (3) 639 - 649
- Rohrer M. (1992): Die Schneedecke im Schweizer Alpenraum und ihre Modellierung. *Zürcher Geographische Schriften* **49** Geographisches Institut der ETH Zürich
- Salzmann N. (2002): *Modellierung von Gefahrenpotentialen durch Eislawinen mittels Fernerkundung und GIS*. Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Zürich, Zürich
- Salm B. (1987): *Schnee, Lawinen und Lawinenschutz*. Vorlesungsskript, ETH Zürich
- Schuler T., Fischer U. H., Sterr R., Hock R. and Gudmundsson H. (2002): Comparison of modeled water input and measured discharge prior to a release event: Unteraargletscher, Bernese Alps, Switzerland. *Nordic Hydrology* **33** (1) 27 - 46
- Suter S. (2002): *Cold firn and ice in the Monte Rosa and Mont Blanc areas: spatial occurrence, surface energy balance and climatic evidence*. Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie ETH Zürich

Vallon M. (1978): Bilan de masse et fluctuations récentes du glacier Ampère (Iles Kerguelen, T.A.A.F.). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* **13** 57 - 85

WGMS (1996): *Glacier mass balance bulletin no. 4 (1994-1995)*. (Haeberli W., Hoelzle M. and Suter S.; eds.). World Glacier Monitoring Service, Physical Geography -Department of Geography University of Zurich and Glaciology Section -VAW ETH Zurich

WGMS (1999): *Glacier mass balance bulletin no. 5 (1996-1997)*. (Haeberli W., Frauenfelder R. and Hoelzle M.; eds.). World Glacier Monitoring Service, Physical Geography - Department of Geography University of Zurich and Glaciology Section -VAW ETH Zurich

WGMS (2001): *Glacier mass balance bulletin no. 6 (1998-1999)*. (Haeberli W., Frauenfelder R. and Hoelzle M.; eds.). World Glacier Monitoring Service, Physical Geography - Department of Geography University of Zurich and Glaciology Section -VAW ETH Zurich



# Messung und dreidimensionale Modellierung der Massenbilanzverteilung auf Gletschern der Schweizer Alpen

## Anhang



# Inhalt

<b>A</b>	<b>Messwerte Feldarbeit</b>	<b>4</b>
<b>B</b>	<b>Klimadaten</b>	<b>8</b>
B 1.	Monatsmittel der Temperatur .....	8
B 2.	Monatsmittel der Globalstrahlung .....	10
<b>C</b>	<b>Zusammenstellung modellierter Gletscher Parameter und verwendete Abkürzungen</b>	<b>12</b>
<b>D</b>	<b>Modellierte Massenbilanzverteilungen</b>	<b>14</b>
D 1.	Ghiacciaio del Basodino .....	14
D 2.	Morteratschgletscher .....	15
D 3.	Vadrec del Forno .....	16
D 4.	Glacier de Saleina .....	17
D 5.	Griesgletscher .....	18
D 6.	Oberaargletscher .....	19
D 7.	Triftgletscher (Weissmies) .....	20
D 8.	Glärnischfirn .....	21
D 9.	Glacier de Moiry .....	22
D 10.	Tiefen- und Bielenhorngletscher .....	23
D 11.	Witenwasseren- und Gerengletscher .....	24
D 12.	Vadret dal Corvatsch .....	25
D 13.	Glaciar de Shallap (Cordillera Blanca, Peru) .....	26
<b>E</b>	<b>Vergleich beobachteter und modellierter Schneelinie am Beispiel Glärnischfirn</b>	<b>30</b>
<b>F</b>	<b>Vergleich verwendeter und gemessener Klimawerte</b>	<b>31</b>
<b>G</b>	<b>Programmcode</b>	<b>34</b>
G 1.	Eindimensional Programmierung in Excel und AML .....	34
G 2.	Einabemasken MB4 .....	35
G 3.	Programmcode MB4 .....	36

Für folgende Abbildungen wurde das DHM25 verwendet: 1 - 16 und 19.  
**DHM25, reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA035649)**

# A Messwerte Feldarbeit

Stange	X-Koord	Y-Koord	m ü. M.	N	E	Tag	M	h	l	W	a	Tag	M	h	l	W	a
mo0	791740	144800	2030	-	-	17	6	16	-	1	0.10	23	6	-	-	-	-
mo1	791788	144738	2090	8.5	0	17	6	16	<b>9.65</b>	1	0.23	23	6	-	<b>8.95</b>	-	-
mo2	791783	143716	2280	3	0	17	6	14	<b>9.40</b>	1	0.51	23	6	-	<b>9.00</b>	-	-
mo3	791784	142915	2400	3	0	17	6	10	<b>8.40</b>	1	0.34	23	6	-	<b>7.90</b>	-	-
mo4	791371	142050	2490	4	23	17	6	8	<b>6.00</b>	1	0.50	23	6	-	<b>5.4</b>	-	-
gr1	649400	164078	1460	6	340	22	6	13	<b>12.55</b>	1	0.24	30	7	18	<b>9.45</b>	0	0.14
gr2	649485	163987	1480	12	113	22	6	14	<b>12.80</b>	1	0.27	30	7	17	<b>9.22</b>	1	0.15
gr3	649714	163678	1590	20	315	22	6	17	<b>12.80</b>	1	0.32	30	7	16	<b>9.55</b>	1	0.39
gr4	649797	163522	1670	17	326	22	6	16	<b>12.70</b>	1	0.41	30	7	14	<b>9.45</b>	1	0.40
gl1	717240	206775	2390	3	248	7	7	13	<b>6.20</b>	s	-	20	8	12	<b>4.45</b>	1	0.45
gl2	717448	206887	2440	8	248	7	7	18	<b>6.00</b>	1	-	20	8	13	<b>4.1</b>	0	0.46
gl3	717561	206882	2470	3	248	7	7	17	<b>3.80</b>	s	-	20	8	13	<b>2.75</b>	0	0.32
gl4	718469	207190	2600	5	248	7	7	17	<b>2.00</b>	s	-	20	8	13	<b>2</b>	s	-
gl0	718420	207190	2600	-	-	7	7	-	-	-	-	20	8	13	-	-	0.16
oa1	660953	154477	2340	14	68	9	7	11	<b>6.70</b>	0	0.32	30	8	12	<b>3.8</b>	0	0.32
oa2	660363	154228	2450	6	68	9	7	11	<b>6.20</b>	0	0.40	30	8	13	<b>4.1</b>	0	0.39
oa3	659004	153717	2630	10	79	9	7	13	<b>6.00</b>	s	0.64	30	8	14	<b>4.45</b>	0	0.38
fo1	774166	134277	2280	11	0	11	7	11	<b>6.50</b>	0	0.28	22	8	11	<b>4.2</b>	1	0.28
fo2	774301	132835	2440	6	0	11	7	12	<b>6.40</b>	1	0.41	22	8	12	<b>4.65</b>	1	0.48
fo3	774261	131603	2550	6	0	11	7	14	<b>6.40</b>	0	0.36	22	8	13	<b>4.8</b>	1	0.35
fo4	773952	130404	2660	0	0	11	7	16	<b>4.80</b>	s	0.48	22	8	14	<b>4.5</b>	1	0.19
co1	783744	143849	3060	-	-	19	7	16	<b>6.30</b>	s	-	24	8	12	<b>5.52</b>	0	0.17
co2	783527	143723	3180	-	-	19	7	14	<b>4.20</b>	s	-	24	8	11	<b>4.2</b>	s	0.51
co3	783557	143503	3180	-	-	-	-	-	-	-	-	24	8	11	<b>2.98</b>	0	0.26
co4	783123	143138	3360	-	-	-	-	-	-	-	-	24	8	10	<b>5.08</b>	s	-

Tabelle 1: Messwerte Feldarbeit. Erläuterungen: Stange = Name der Stange, zusammengesetzt aus Abkürzung Gletscher und Nummer Stange, X-Koord bzw. Y-Koord = Standort in Schweizer Landeskoordinaten, N = Neigung in Grad, E = Exposition in Grad, Tag = Tag des Monats, M = Monat, h = Stunde des Tages, l = Länge der Stange im Eis in m (Bsp. 4.8 m bezeichnet: 4.8 m der Stange befinden sich im Eis), W = Wetter während Albedomessung (1 = Sonnenschein, 0 = bewölkt, s = keine Messung wegen schneebedeckter Oberfläche), a = gemessene Albedo.

Stange	Tag	M	h	l	W	a	Tag	M	h	l	W	a	Tag	M	h	l	W
mo0	12	7	-	-	-	-	21	8	-	-	-	-	4	11	10	-	-
mo1	12	7	12	<b>7.8</b>	1	0.32	21	8	15	<b>5.5</b>	0	0.29	4	11	11	<b>4</b>	s
mo2	12	7	13	<b>7.8</b>	0	0.46	21	8	16	<b>5.85</b>	0	0.52	4	11	12	<b>4.55</b>	s
mo3	12	7	14	<b>6.95</b>	0	0.36	21	8	17	<b>4.85</b>	0	0.32	4	11	13	<b>3.78</b>	s
mo4	12	7	14	<b>4.6</b>	0	0.41	21	8	18	<b>2.77</b>	0	-	4	11	-	<b>1.65</b>	s
gr1	31	10	13	<b>5.57</b>	0	0.27	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
gr2	31	10	14	<b>4.92</b>	0	0.16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
gr3	31	10	15	<b>5.5</b>	0	0.38	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
gr4	31	10	16	<b>5.7</b>	0	0.43	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
gl1	9	10	-	-	s	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
gl2	9	10	-	<b>3.07</b>	s	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
gl3	9	10	-	-	s	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
gl4	9	10	-	-	s	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
gl0	9	10	-	-	s	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
oa1	6	10	-	<b>3.1</b>	s	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
oa2	6	10	-	<b>3.45</b>	s	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
oa3	6	10	-	<b>3.95</b>	s	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
fo1	2	11	-	<b>2.9</b>	s	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
fo2	2	11	-	<b>3.7</b>	s	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
fo3	2	11	-	<b>4.1</b>	s	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
fo4	2	11	-	-	s	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
co1	20	10	-	-	s	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
co2	20	10	-	-	s	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
co3	20	10	-	-	s	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
co4	20	10	-	-	s	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tabelle 2: Messwerte Feldarbeit, Fortsetzung von Tabelle 1.

Stange	X-Koord	Y-Koord	m ü. M.	N	E	Tag	M	h	l	W	a	Tag	M	h	l	W	a
sa1	572090	92845	1920	20	56	24	7	13	<b>6.50</b>	1	0.11	8	9	12	<b>3.4</b>	0	0.11
sa2	571870	92626	2020	8	45	23	7	16	<b>6.60</b>	1	0.22	8	9	12	<b>3.95</b>	0	0.18
sa3	571330	92222	2200	3	68	23	7	17	<b>6.70</b>	1	0.30	8	9	13	<b>4</b>	0	0.21
sa4	570531	91428	2600	6	56	24	7	8	<b>6.60</b>	1	0.41	8	9	18	<b>4.45</b>	0	0.37
tr1	642023	109536	2830	14	281	25	7	14	<b>6.50</b>	1	0.24	11	9	14	<b>4.65</b>	1	0.34
tr2	642730	109477	3040	20	281	-	-	-	-	-	-	11	9	13	<b>4</b>	0	0.13
tr3	643331	109445	3230	2	281	25	7	11	<b>5.40</b>	s	0.72	11	9	11	<b>5.4</b>	s	-
my1	611464	105238	2440	10	0	26	7	14	<b>6.40</b>	0	0.13	9	9	14	<b>4.5</b>	0	0.13
my2	611488	105076	2470	3	0	26	7	12	<b>6.30</b>	0	0.30	9	9	14	<b>4.6</b>	1	0.27
my3	611803	103926	2680	3	180	26	7	10	<b>6.00</b>	0	0.20	9	9	13	<b>4.35</b>	0	0.25
fi1	629640	95532	2560	11	290	27	7	11	<b>6.50</b>	1	0.16	10	9	12	<b>3.95</b>	1	0.15
fi2	630807	95385	2710	6	270	27	7	13	<b>6.50</b>	1	0.25	10	9	13	<b>4.7</b>	1	0.26
fi3	631741	95326	2850	8	210	27	7	15	<b>6.10</b>	1	0.18	10	9	14	<b>4.4</b>	1	0.19
wi1	679773	154889	2570	12	22	14	8	13	<b>6.00</b>	s	-	4	10	11	<b>4.6</b>	s	-
wi2	679618	154462	2640	15	0	14	8	14	<b>6.05</b>	s	-	4	10	12	<b>4.78</b>	s	-
wi3	679521	154302	2670	6	0	14	8	15	<b>4.00</b>	s	-	4	10	12	<b>2.85</b>	s	-
wi4	679644	154111	2700	8	0	14	8	16	<b>2.10</b>	s	-	4	10	12	<b>2.1</b>	s	-
ge1	677999	153146	2480	10	245	15	8	14	<b>6.10</b>	1	-	4	10	14	<b>4.3</b>	s	-
ge2	678476	153217	2590	10	245	15	8	12	<b>6.00</b>	1	-	4	10	15	<b>4.6</b>	s	-
ge3	678693	153258	2640	15	270	15	8	10	<b>5.95</b>	s	-	4	10	15	<b>4.55</b>	s	-
ti1	677483	162343	2510	8	60	16	8	8	<b>6.10</b>	1	-	5	10	12	<b>4.6</b>	s	-
ti2	676895	162375	2590	11	135	16	8	9	<b>6.00</b>	1	-	5	10	13	<b>4.8</b>	1	0.36
ti3	676785	162453	2620	26	135	16	8	11	<b>6.20</b>	1	-	5	10	13	<b>4.6</b>	1	0.27
ti4	676405	162528	2750	7	100	16	8	13	<b>4.10</b>	1	-	5	10	14	<b>3.08</b>	s	-
bi1	676715	161830	2690	28	11	16	8	15	<b>1.90</b>	s	-	5	10	16	<b>1.15</b>	s	-

Tabelle 3: Messwerte Feldarbeit. Erläuterungen: Stange = Name der Stange, zusammen gesetzt aus Abkürzung Gletscher und Nummer Stange, X-Koord bzw. Y-Koord = Standort in Schweizer Landeskoordinaten, N = Neigung in Grad, E = Exposition in Grad, Tag = Tag des Monats, M = Monat, h = Stunde des Tages. l = Länge der Stange im Eis in m (Bsp. 4.8 m bezeichnet: 4.8 m der Stange befinden sich im Eis), W = Wetter während Albedomessung (1 = Sonnenschein, 0 = bewölkt, s = keine Messung wegen schneebedeckter Oberfläche), a = gemessene Albedo.

Stange	Tag	M	h	l	W	a
sa1	14	10	13	2.6	0	0.12
sa2	14	10	13	3.4	0	0.18
sa3	14	10	14	3.5	0	0.14
sa4	14	10	17	4.1	s	-
tr1	17	10	9	4.25	0	0.36
tr2	17	10	11	3.76	s	-
tr3	17	10	-	-	s	-
my1	15	10	15	4.15	s	-
my2	15	10	14	4.3	s	-
my3	15	10	14	4.05	s	-
fi1	16	10	11	3.2	0	0.21
fi2	16	10	11	4.3	0	0.39
fi3	16	10	13	3.95	s	-
wi1	-	-	-	-	-	-
wi2	-	-	-	-	-	-
wi3	-	-	-	-	-	-
wi4	-	-	-	-	-	-
ge1	-	-	-	-	-	-
ge2	-	-	-	-	-	-
ge3	-	-	-	-	-	-
ti1	-	-	-	-	-	-
ti2	-	-	-	-	-	-
ti3	-	-	-	-	-	-
ti4	-	-	-	-	-	-
bi1	-	-	-	-	-	-

Tabelle 4: Messwerte Feldarbeit, Fortsetzung von Tabelle 3.

# B Klimadaten

## B 1. Monatsmittel der Temperatur

Station	Höhe m ü. M.	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul [°C]	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
<b>Automatische Stationen</b>														
Adelboden	1320	-2.2	-1.8	0.3	3.6	8.0	11.2	13.6	13.0	10.7	7.2	1.9	-1.0	5.4
Aigle	381	0.2	2.0	4.9	8.7	12.7	16.0	18.2	17.3	14.3	9.7	4.6	1.0	9.1
Altdorf	449	0.3	1.7	4.7	8.5	12.8	15.6	17.5	16.7	14.0	9.7	4.6	1.0	8.9
Basel-Binningen	316	0.8	2.4	5.7	9.2	13.2	16.5	18.7	17.8	14.8	10.3	5.0	1.7	9.7
Bern Liebefeld	565	-1.0	0.8	3.9	7.6	11.8	15.2	17.5	16.7	13.6	8.9	3.4	0.0	8.2
Buchs-Aarau	387	-0.3	1.2	4.5	8.4	12.8	16.1	18.2	17.2	14.0	9.3	4.0	0.7	8.8
Changins	430	0.6	2.1	5.0	8.8	12.8	16.3	18.9	18.1	14.8	10.1	4.9	1.6	9.5
Chasseral	1599	-3.1	-3.4	-2.0	0.5	4.8	8.2	10.7	10.4	8.3	5.4	0.2	-2.0	3.2
Chaux-de-Fonds La	1018	-2.0	-1.0	1.0	4.3	8.5	11.7	14.3	13.7	11.3	7.4	1.8	-1.2	5.8
Chur	555	-0.5	1.3	4.8	8.3	12.7	15.6	17.7	16.9	14.2	9.7	3.9	-0.1	8.7
Cimetta	1672	-1.8	-2.6	-0.6	1.6	5.6	9.6	12.1	11.8	9.6	6.0	1.0	-0.9	4.3
Comprovasco	575	1.3	2.4	5.5	9.1	12.7	16.1	18.4	17.6	14.6	10.0	5.1	2.4	9.6
Corvatsch	3315	-12.4	-12.7	-11.5	-8.8	-4.5	-1.4	1.3	1.3	-0.5	-3.4	-8.7	-11.1	-6.0
Davos	1590	-5.3	-4.7	-2.2	1.3	5.9	9.0	11.3	10.8	8.3	4.7	-1.0	-4.4	2.8
Disentis	1190	-2.0	-1.3	1.1	4.3	8.7	12.0	14.4	13.7	11.3	7.5	1.9	-1.2	5.9
Dôle La	1670	-3.1	-3.2	-1.9	0.8	5.0	8.6	11.4	11.1	8.9	5.6	0.2	-2.0	3.5
Engelberg	1035	-2.7	-1.6	0.9	4.5	9.0	12.0	14.1	13.4	10.9	6.9	1.5	-2.0	5.6
Evolène-Villaz	1825	-3.4	-3.4	-1.7	1.2	5.4	8.7	11.5	10.9	8.8	5.4	0.4	-2.2	3.5
Fahy	596	-0.1	1.1	3.9	7.0	11.1	14.3	16.7	16.2	13.4	9.1	4.1	0.8	8.1
Fey	737	0.0	1.5	4.4	8.2	12.7	16.0	18.3	17.2	14.3	9.9	4.4	1.0	9.0
Frétaz La	1202	-2.0	-1.6	0.4	3.4	7.7	10.9	13.4	13.0	10.6	6.8	1.7	-1.0	5.3
Gd-St-Bernard	2472	-7.8	-7.9	-6.7	-4.5	-0.2	3.6	6.8	6.6	4.4	0.7	-4.5	-6.7	-1.3
Genève-Cointrin	420	1.0	2.5	5.3	9.0	13.2	16.7	19.3	18.4	15.1	10.3	5.2	2.0	9.8
Glarus	515	-1.2	0.3	3.6	7.7	12.0	14.9	16.9	16.2	13.4	9.1	3.7	-0.3	8.0
Grimmel-Hospiz	1980	-5.9	-5.7	-4.2	-1.3	2.9	6.2	8.9	8.8	7.0	3.7	-1.6	-4.6	1.2
Gütsch ob Andermatt	2287	-6.5	-6.9	-6.0	-3.7	0.4	4.1	7.3	7.1	5.1	2.1	-3.1	-5.5	-0.5
Güttingen	440	-0.3	0.9	4.1	7.9	12.3	15.5	17.6	16.8	13.8	9.1	3.9	0.6	8.5
Hinterrhein	1611	-6.6	-5.8	-3.1	0.5	5.1	8.9	11.5	10.9	8.3	4.1	-1.7	-5.6	2.2
Hörnli	1144	-1.5	-1.0	0.8	4.0	8.6	11.5	14.2	13.7	10.9	7.1	2.2	-0.6	5.8
Interlaken	580	-1.0	0.6	3.8	7.6	11.8	14.9	17.1	16.1	13.3	8.7	3.2	-0.2	8.0
Jungfrau-Joch	3580	-13.6	-14.2	-13.1	-10.8	-6.7	-3.7	-1.2	-1.2	-2.6	-5.2	-10.4	-12.3	-7.9
Locarno-Monti	366	2.6	4.1	7.4	11.0	14.5	18.1	20.8	19.9	16.8	12.0	6.7	3.7	11.5
Lugano	273	2.6	3.9	7.1	10.7	14.5	18.3	21.1	20.3	17.2	12.5	7.4	3.8	11.6
Luzern	456	-0.2	1.3	4.5	8.2	12.5	15.6	17.9	17.1	14.1	9.3	4.1	0.8	8.8
Magadino	197	0.2	2.7	6.7	10.7	14.6	18.2	20.6	19.6	16.1	10.9	5.1	1.1	10.5
Moléson	1972	-4.0	-4.1	-3.3	-1.0	2.9	6.4	9.2	8.8	7.1	4.6	-0.2	-2.7	2.0
Montana	1508	-2.5	-2.1	-0.1	3.2	7.7	11.2	13.9	13.1	10.8	6.9	1.5	-1.3	5.2
Napf	1406	-2.3	-2.4	-0.5	2.3	6.5	9.8	12.6	12.2	9.9	6.8	1.2	-1.1	4.6
Neuchâtel	485	0.5	2.0	4.8	8.5	12.6	16.0	18.6	17.9	14.8	10.0	4.6	1.4	9.3
Payerne	490	-0.8	0.8	4.0	7.7	11.9	15.3	17.7	17.0	13.8	9.0	3.7	0.3	8.4
Pilatus	2106	-4.7	-5.0	-3.9	-1.9	2.2	5.3	8.1	7.8	6.2	3.8	-1.4	-3.5	1.1
Piotta	1007	-1.5	-0.3	2.6	6.1	10.3	14.0	16.6	15.5	12.5	8.0	2.6	-0.4	7.2
Plaffeien	1042	-2.0	-1.0	1.2	4.4	8.7	12.3	14.8	14.2	11.4	7.3	2.2	-0.9	6.1
Pully	461	2.0	3.3	5.7	9.3	13.4	16.8	19.6	18.7	15.7	11.5	6.1	2.8	10.4
Reckenholz	443	-0.6	0.8	4.2	8.0	12.4	15.6	17.8	16.9	13.8	9.1	3.9	0.5	8.5
Robbia	1078	-2.3	-1.1	2.2	6.1	9.8	13.1	15.4	14.6	11.5	7.2	2.1	-1.0	6.5
Rünenberg	610	-0.6	0.9	3.9	7.2	11.4	14.6	16.9	16.3	13.6	9.3	3.9	0.8	8.2
Samedan	1705	-10.1	-8.9	-4.7	0.1	5.1	8.4	10.6	9.9	7.0	2.5	-4.2	-9.1	0.5
San Bernardino	1639	-4.3	-4.2	-2.1	1.0	5.3	9.5	12.2	11.4	8.9	4.8	-0.3	-3.3	3.2
Säntis	2490	-7.7	-8.0	-7.0	-4.6	-0.5	2.5	5.0	5.0	3.4	1.1	-4.1	-6.4	-1.8

Tabelle 5: Normwerte der mittleren Lufttemperaturen, 1961 -1990. Quelle: MeteoSchweiz



Station	Höhe m ü. M.	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	[C] Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
Schaffhausen	437	-1.0	0.8	4.4	8.2	12.5	15.6	17.8	17.0	13.9	8.9	3.4	0.1	8.5
Scuol	1298	-5.0	-3.3	0.4	4.4	8.8	11.9	14.2	13.5	10.9	6.2	-0.1	-4.3	4.8
Sion	482	-0.8	1.6	5.3	9.4	13.7	17.0	19.1	17.9	14.6	9.5	3.4	-0.4	9.2
St.Gallen	779	-1.1	-0.1	2.9	6.3	10.6	13.8	16.1	15.6	13.0	8.5	3.4	-0.2	7.4
Stabio	353	0.1	1.8	5.8	9.8	13.7	17.4	19.8	18.8	15.5	10.6	4.9	1.0	9.9
Tänikon	536	-1.1	0.2	3.5	7.1	11.5	14.9	17.0	16.2	13.2	8.5	3.3	0.0	7.9
Ulrichen	1345	-7.5	-5.6	-1.9	2.1	7.0	11.0	13.5	12.5	9.8	4.7	-1.4	-6.8	3.1
Vaduz	460	0.0	1.6	5.3	8.9	13.2	15.9	17.8	17.2	14.6	10.2	4.9	1.0	9.2
Visp	640	-1.7	0.8	4.8	8.8	13.1	16.2	18.3	17.4	14.3	9.2	3.0	-1.3	8.6
Wädenswil	463	-0.4	1.0	4.2	8.1	12.4	15.7	18.0	17.0	14.2	9.5	4.3	0.7	8.7
Weissfluhjoch	2690	-8.9	-9.2	-8.1	-5.6	-1.1	2.1	4.9	4.9	3.2	0.3	-4.9	-7.5	-2.5
Wynau	422	-0.8	0.6	3.7	7.5	11.9	15.3	17.4	16.6	13.5	8.8	3.6	0.2	8.2
Zermatt	1638	-4.8	-4.0	-1.5	2.0	6.7	10.0	12.5	11.7	9.0	4.8	-0.8	-3.8	3.5
Zürich-Kloten	436	-1.0	0.4	3.9	7.8	12.2	15.5	17.6	16.8	13.8	8.9	3.5	0.2	8.3
Zürich-MeteoSchweiz	556	-0.5	0.9	4.2	7.8	12.1	15.2	17.6	16.7	13.8	9.3	3.9	0.6	8.5
<b>Konventionelle Stationen</b>														
Andermatt	1442	-4.9	-4.1	-1.4	1.8	6.5	9.7	12.0	11.5	9.1	5.2	-0.6	-4.2	3.4
Arosa	1840	-4.1	-4.0	-2.1	0.8	5.2	8.6	11.2	10.8	8.5	5.2	-0.3	-3.0	3.1
Bad Ragaz	496	-0.3	1.3	4.9	8.7	13.0	15.9	17.9	17.2	14.5	10.0	4.4	0.3	9.0
Bernina Hospiz	2256	-7.4	-7.5	-5.4	-2.1	2.5	6.6	9.7	9.2	6.7	2.6	-3.2	-6.5	0.4
Biel/Bienne	433	-0.3	1.3	4.4	8.5	12.8	16.3	18.7	17.7	14.5	9.6	4.2	0.9	9.0
Buffalora-Ofenpass	1970	-9.5	-8.6	-5.5	-1.4	3.4	7.3	9.6	9.2	6.5	1.8	-4.6	-8.9	-0.1
Château d'Oex	985	-2.7	-1.4	1.5	5.1	9.5	12.8	15.1	14.4	11.6	7.2	1.7	-2.0	6.1
Chaumont	1073	-2.4	-1.8	0.4	3.8	8.2	11.5	14.1	13.5	11.0	7.0	1.4	-1.4	5.4
Delémont	415	-0.4	1.4	4.4	7.9	12.1	15.5	17.7	17.0	14.1	9.7	4.1	0.6	8.7
Ebnat-Kappel	623	-2.0	-0.6	2.5	6.4	11.0	14.3	16.5	15.6	12.8	8.4	2.9	-1.1	7.2
Einsiedeln	910	-2.7	-1.8	0.9	4.6	9.4	12.6	14.9	14.1	11.5	7.2	1.9	-1.7	5.9
Elm	965	-2.7	-1.5	1.2	4.8	9.5	12.5	14.5	13.9	11.3	7.4	1.6	-1.9	5.9
Fribourg-Posieux	634	-1.0	0.6	3.5	7.2	11.6	15.0	17.6	16.6	13.4	8.7	3.2	-0.1	8.0
Grächen	1550	-3.3	-2.9	-0.7	2.8	7.3	10.9	13.6	12.7	10.1	6.0	0.5	-2.3	4.6
Grono	382	2.0	3.5	7.0	10.6	14.4	17.9	20.4	19.5	16.4	11.7	6.3	3.1	11.1
Gstaad-Grund	1085	-4.3	-3.1	-0.4	3.8	8.6	11.7	14.0	13.3	10.8	6.3	0.4	-3.4	4.8
Haidenhaus	702	-1.9	-0.6	2.7	6.5	10.9	14.0	16.3	15.6	12.8	8.1	2.6	-0.8	7.2
Hallau	432	-1.1	0.6	4.1	8.2	12.7	15.9	17.9	17.0	13.9	9.0	3.5	0.0	8.5
Langnau-i.E.	755	-1.9	-0.2	2.7	6.4	10.9	14.3	16.6	15.7	12.8	8.3	2.7	-0.9	7.3
Meiringen	595	-2.2	-0.2	3.1	7.3	11.8	14.6	16.7	15.8	13.1	8.7	3.1	-1.3	7.5
Montreux-Clarens	405	1.5	2.8	5.4	9.1	13.3	16.7	19.3	18.6	15.5	10.9	5.8	2.4	10.1
Oeschberg-Koppigen	483	-1.2	0.6	3.9	7.8	12.3	15.6	17.8	17.1	13.9	9.0	3.4	0.0	8.4
Rheinfelden	300	-0.1	1.5	4.6	8.3	12.5	15.8	18.1	17.3	14.1	9.7	4.2	0.9	8.9
Ried (Lötschen)	1480	-4.1	-3.1	-0.8	2.7	7.5	11.0	13.5	12.3	9.8	6.0	0.6	-3.2	4.4
Segl Maria	1802	-7.8	-6.9	-4.0	-0.2	4.4	8.3	10.8	10.3	7.6	3.2	-2.4	-6.3	1.4
Sta. Maria/Müstair	1390	-3.5	-2.4	0.5	4.2	8.9	12.4	14.5	13.7	10.8	6.2	0.5	-2.8	5.3

Tabelle 6: Normwerte der Lufttemperaturen 1961 - 1990 (Fortsetzung von Tabelle 6.). Quelle: MeteoSchweiz.

## B 2. Monatsmittel der Globalstrahlung

Station	Höhe m ü. M.	[W/m <sup>2</sup> ]												Jahr
		Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	
Automatische Stationen														
Adelboden	1320	55	88	134	172	195	203	209	183	142	93	59	44	131
Aigle	381	51	82	133	177	211	228	237	205	152	97	57	41	139
Altdorf	449	37	71	119	168	204	208	208	178	132	83	45	30	124
Basel-Binningen	316	40	69	111	157	196	221	226	195	138	82	47	31	126
Bern Liebefeld	565	44	75	122	163	201	222	232	201	144	84	48	34	131
Buchs-Aarau	387	33	60	106	152	191	210	217	184	127	70	36	25	118
Changins	430	42	75	130	175	214	239	247	211	154	90	49	35	138
Chasseral	1599	66	101	145	187	201	214	227	201	150	104	71	52	143
Chaux-de-Fonds La	1018	53	85	127	164	186	210	222	193	141	89	58	41	131
Chur	555	53	87	132	178	210	219	224	191	144	96	58	42	136
Cimetta	1672	74	113	164	186	203	246	258	224	158	106	74	59	155
Corvatsch	3315	84	131	194	246	268	260	253	214	177	134	90	69	177
Davos	1590	67	107	160	206	225	230	232	201	158	111	72	53	152
Disentis	1190	60	98	151	183	205	224	231	198	151	99	63	47	143
Dôle La	1670	61	92	136	169	187	201	216	191	145	97	66	49	134
Engelberg	1035	43	85	130	170	200	200	200	173	132	89	51	31	125
Fahy	596	40	70	109	152	187	215	224	193	135	81	48	31	124
Frétaz La	1202	54	85	127	163	189	210	223	193	138	86	56	42	130
Gd-St-Bernard	2472	55	113	179	219	238	243	241	209	153	106	65	39	155
Genève-Cointrin	420	40	73	132	178	217	244	251	215	156	90	47	34	140
Glarus	515	43	72	109	159	196	200	203	173	121	78	47	34	120
Gütsch ob Andermatt	2287	74	119	180	229	239	242	244	209	161	112	78	61	162
Güttingen	440	35	65	115	166	204	221	225	193	133	75	39	27	125
Hinterrhein	1611	57	104	159	200	215	223	230	196	140	91	58	42	143
Interlaken	580	45	74	120	167	203	214	221	189	140	85	50	35	129
Jungfrauoch	3580	70	109	164	218	253	266	261	231	179	121	79	59	167
Locarno-Monti	366	60	92	143	169	197	234	244	212	148	92	60	47	142
Lugano	273	57	88	136	160	192	230	240	215	151	92	59	45	139
Luzern	456	37	65	112	152	185	198	208	182	129	77	42	29	118
Magadino	197	56	87	135	160	185	224	236	206	144	89	58	44	135
Moléson	1972	64	100	144	190	200	203	215	195	152	107	70	51	141
Montana	1508	68	105	157	200	233	249	257	222	171	114	72	55	159
Napf	1406	54	80	118	148	173	187	202	176	132	89	56	41	121
Neuchâtel	485	33	66	117	163	200	220	229	198	140	78	41	28	126
Payerne	490	40	71	124	168	208	231	238	205	145	82	45	33	132
Pilatus	2106	63	98	140	180	193	182	188	174	145	108	68	50	132
Piotta	1007	34	82	139	167	182	212	222	191	139	85	42	22	126
Pully	461	43	76	131	177	218	243	249	213	154	92	52	36	140
Reckenholz	443	37	68	114	163	203	222	226	193	135	76	41	29	125
Robbia	1078	61	97	143	175	196	213	223	187	138	92	62	48	136
Rünenberg	610	43	72	113	159	196	218	224	193	138	81	47	33	126
Samedan	1705	72	111	167	210	231	241	246	208	161	112	74	58	158
San Bernardino	1639	64	103	156	183	191	213	221	187	140	93	65	51	139
Säntis	2490	66	104	149	202	224	216	214	190	154	114	73	53	147
Schaffhausen	437	35	67	113	162	205	225	229	197	138	76	40	28	126
Scuol	1298	64	104	159	202	225	233	240	203	159	109	68	50	151
Sion	482	53	93	148	201	237	257	259	221	166	107	61	41	154
St.Gallen	779	42	70	113	157	193	206	215	185	129	78	45	33	122
Stabio	353	55	86	130	156	190	226	238	211	146	87	56	43	135
Tänikon	536	40	70	117	165	202	222	227	196	136	78	43	30	127

Tabelle 7: Mittelwerte der Globalstrahlung 1981 - 2000. Quelle: MeteoSchweiz.

Station	Höhe m ü. M.	[W/m <sup>2</sup> ]												Jahr
		Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	
Ulrichen	1345	54	96	155	191	215	232	238	204	153	99	58	41	145
Vaduz	460	45	78	120	165	203	209	212	182	137	89	50	35	127
Visp	640	30	90	149	198	237	251	256	218	165	104	45	22	147
Wädenswil	463	39	70	118	166	201	216	222	192	135	79	43	30	126
Weissfluhjoch	2690	77	120	175	229	245	235	220	188	158	120	82	62	159
Wynau	422	35	66	114	160	201	222	229	195	137	75	39	27	125
Zermatt	1638	63	102	160	197	222	233	236	205	160	109	68	51	151
Zürich-Kloten	436	38	69	115	164	202	220	223	193	136	77	41	29	126
Zürich-MeteoSchweiz	556	38	68	114	160	198	215	221	193	136	79	43	30	125

Tabelle 8: Mittelwerte der Globalstrahlung 1981 - 2000, Fortsetzung von Tabelle 8. Quelle: MeteoSchweiz.

# C Zusammenstellung modellierter Gletscher Parameter und verwendete Abkürzungen

Name des Gletscher	Abkürzung	$\bar{B}$ [mwe]	ELA [m ü. M.]	AAR	$b_t$ [mwe]	db/dh [mwe 100m <sup>-1</sup> yr <sup>-1</sup> ]
Adlergletscher	ad	0.72	3250	0.83	-2.9	-
Basodino, Ghiacciaio del (Ost)	ba	0.01	2860	0.57	-1.7	0.65
Basodino, Ghiacciaio del (West)	bw	-0.56	2760	0.38	-2.8	-
Bielenhorngletscher	bi	-	2760	-	-	-
Corvatsch, Vadret dal	co	-0.02	3160	-	-0.8	-
Findelgletscher	fi	-0.17	3240	0.66	-6.2	0.9
Forno, Vadrec del	fo	-0.79	2850	0.39	-3.25	0.55
Gerengletscher	ge	-0.10	2690	0.68	-2.6	0.97
Glärnischfirn	gl	-0.20	2590	0.44	-1.8	0.7
Gries Gletscher	gs	-0.17	2860	0.61	-2.7	0.7
Grindelwaldgletscher, Oberer	gr	0.23	2870	0.69	-7.9	0.56
Maisas, Vadret da las	ma	0.26	2840	0.74	-1.5	-
Moiry, Glacier de	my	-0.13	3090	0.63	-4.2	0.63
Morterschgletscher	mo	-0.35	3000	0.52	-5.3	0.59
Muttengletscher	mu	-0.23	2710	0.46	-1.9	-
Oberaargletscher	oa	-0.13	2830	0.62	-3.4	0.7
Orny, Glacier de	or	0.04	2920	0.63	-2.0	-
Saleina, Glacier de	sa	0.18	2920	0.7	-7.0	0.64
Sidelen Gletscher	sn	-0.46	2920	0.4	-2.55	-
Silvretta Gletscher	si	-0.28	2800	0.48	-2.65	0.88
Tiatscha, Vadret	ta	0.31	2840	0.83	-2.35	-
Tiefengletscher	ti	0.30	2900	0.67	-2.5	0.72
Triftgletscher (Weismiess)	tr	0.00	3160	0.66	-3.35	0.88
Triftij Gletscher	tj	-0.06	3140	0.55	-1.75	-
Vernela Gletscher	ve	-0.08	2780	0.46	-1.05	-
Witenwasserengletscher	wi	-0.35	2710	0.42	-1.4	1
<b>Mittel</b>		<b>-0.08</b>	<b>2902</b>	<b>0.58</b>	<b>-3</b>	<b>0.74</b>

Shallap, Glaciar de	sh	-0.30	5060	0.69	-8.0	1.7
---------------------	----	-------	------	------	------	-----

Tabelle 9: Liste aller 27 Gletscher für die Modellierungen durchgeführt wurden und für welche Daten zu  $b_p$ , ELA, AAR,  $\bar{B}$  und db/dh ermittelt wurden.



# D Modellierte Massenbilanzverteilung

## D 1. Ghiacciaio del Basodino

Variable	Wert	Variable	Wert	Variable	Wert
$T_{\text{start}}$	276	$t_{2000}$	1.2	$\alpha_e$	0.35
$T_{\text{ende}}$	1006	$t_{\text{ampl}}$	7.5	$\alpha_s$	0.72
$P_{2000 \text{ dez-feb}}$	0.5	$t_g$	-0.625	$C_0$	-10
$P_{2000 \text{ mar-mai}}$	0.6	$P_g$	0.07	$C_1$	10
$P_{2000 \text{ jun-aug}}$	0.7	$t_s$	1.5	$dhm$	Level1
$P_{2000 \text{ sep-nov}}$	0.7	$d$	0.58	$rad_T$	SRAD

Tabelle 10: Verwendete Variablen zur Modellierung der Massenbilanzverteilung Basodino.

	Basodino Ost	Basodino West
$B$	0.01	-0.56
<b>ELA</b>	2860	2760
$b_t$	-1.7	-2.8
<b>AAR</b>	0.57	0.38

Tabelle 11: Spezifische Massenbilanz, ELA,  $b_t$  und AAR für den Basodino-Gletscher. Die Angaben wurden ermittelt aus dem berechneten Grid der Massenbilanzverteilung (dargestellt in Abbildung 1).

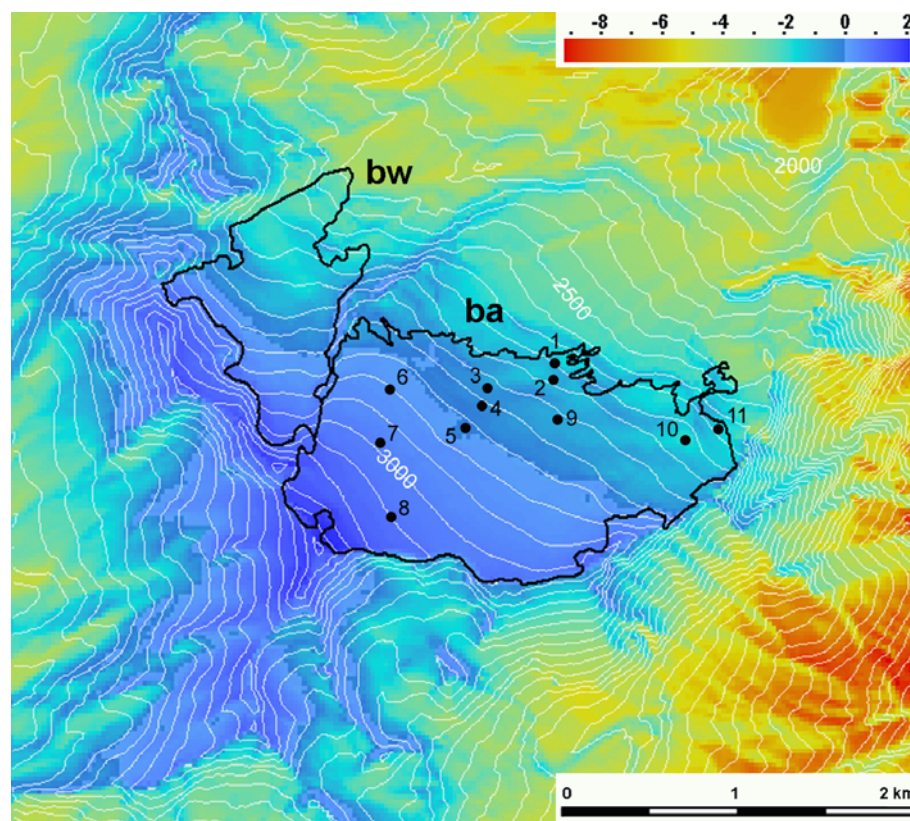


Abb. 1: Modellierte Massenbilanzverteilung (mwe) Basodino-Gletscher

D 2. Morteratschgletscher

Variable	Wert	Variable	Wert	Variable	Wert
T <sub>start</sub>	280	t <sub>2000</sub>	1.5	α <sub>e</sub>	0.35
T <sub>ende</sub>	1011	t <sub>ampl</sub>	7.5	α <sub>s</sub>	0.72
P <sub>2000 dez-feb</sub>	0.3	t <sub>g</sub>	-0.625	C <sub>0</sub>	-10
P <sub>2000 mar-mai</sub>	0.45	P <sub>g</sub>	0.08	C <sub>1</sub>	10
P <sub>2000 jun-aug</sub>	0.5	t <sub>s</sub>	1.5	dhm	Level1
P <sub>2000 sep-nov</sub>	0.4	d	0.55	rad <sub>T</sub>	SRAD

Tabelle 12: Verwendete Variabeln zur Modellierung der Massenbilanzverteilung Morteratsch.

	Morteratsch (incl. Pers)
B	-0.35
ELA	3000
b <sub>t</sub>	-5.3
AAR	0.52

Tabelle 13: Spezifische Massenbilanz, ELA, b<sub>t</sub> und AAR für den Morteratschgletscher. Die Angaben wurden ermittelt aus dem berechneten Grid der Massenbilanzverteilung (dargestellt in Abbildung 2).

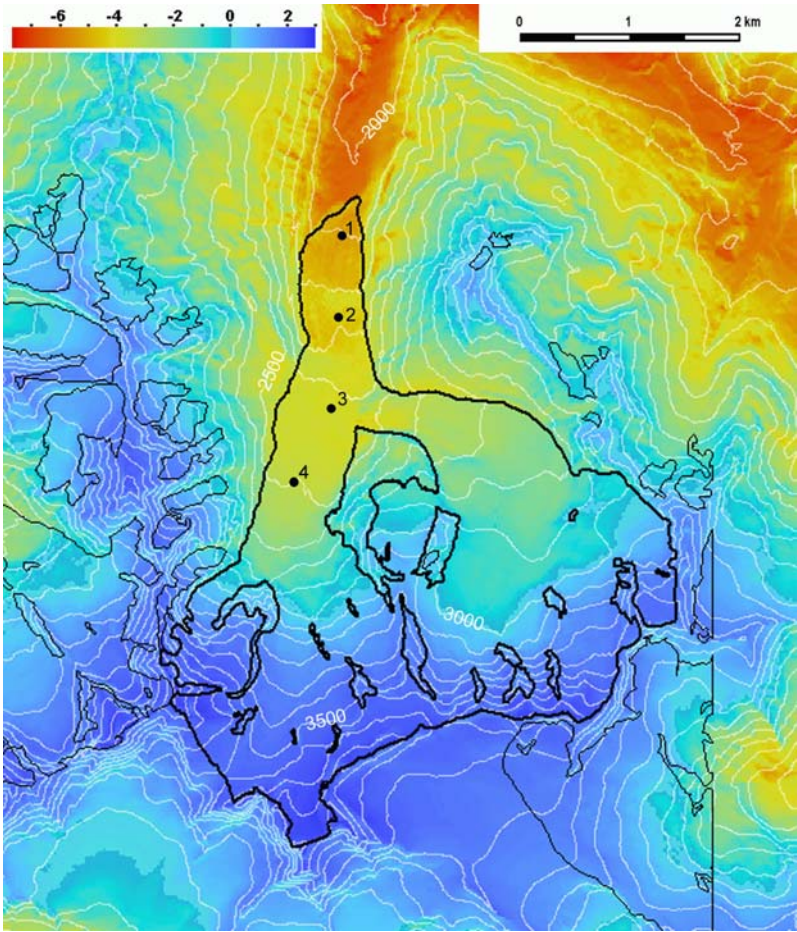


Abb. 2: Modellierte Massenbilanzverteilung (mwe) Morteratschgletscher



## D 3. Vadrec del Forno

Variable	Wert	Variable	Wert	Variable	Wert
$T_{\text{start}}$	281	$t_{2000}$	1.5	$\alpha_e$	0.35
$T_{\text{ende}}$	1012	$t_{\text{ampl}}$	7.3	$\alpha_s$	0.72
$P_{2000 \text{ dez-feb}}$	0.37	$t_g$	-0.625	$C_0$	-10
$P_{2000 \text{ mar-mai}}$	0.52	$P_g$	0.08	$C_1$	10
$P_{2000 \text{ jun-aug}}$	0.57	$t_s$	1.5	$dhm$	Level1
$P_{2000 \text{ sep-nov}}$	0.47	$d$	0.48	$rad_T$	SRAD

Tabelle 14: Verwendete Variablen zur Modellierung der Massenbilanzverteilung Forno.

	Forno
$B$	-0.79
ELA	2850
$b_t$	-3.25
AAR	0.39

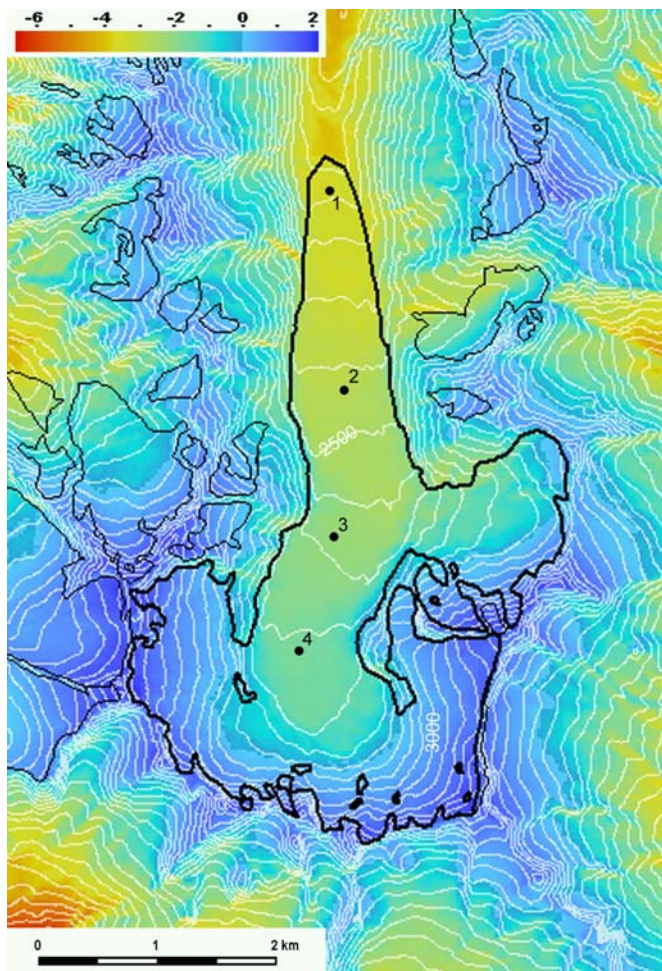
Tabelle 15: Spezifische Massenbilanz, ELA,  $b_t$  und AAR für den Forno-Gletscher. Die Angaben wurden ermittelt aus dem berechneten Grid der Massenbilanzverteilung (dargestellt in Abbildung 3).

Abb. 3: Modellierte Massenbilanzverteilung (mwe) Forno-Gletscher.

D 4.    Glacier de Saleina

Variable	Wert	Variable	Wert	Variable	Wert
T <sub>start</sub>	275	t <sub>2000</sub>	1.6	$\alpha_e$	0.27
T <sub>ende</sub>	1005	t <sub>ampl</sub>	7.1	$\alpha_s$	0.72
P <sub>2000 dez-feb</sub>	0.67	t <sub>g</sub>	-0.625	C <sub>0</sub>	-10
P <sub>2000 mar-mai</sub>	0.6	P <sub>g</sub>	0.05	C <sub>1</sub>	10
P <sub>2000 jun-aug</sub>	0.6	t <sub>s</sub>	1.5	dhm	Level1
P <sub>2000 sep-nov</sub>	0.67	d	0.6	rad <sub>T</sub>	SRAD

Tabelle 16:    Verwendete Variabeln zur Modellierung der Massenbilanzverteilung Saleina.

	Glacier de Saleina	Glacier d'Orny
B	0.18	0.04
ELA	2920	2920
b <sub>t</sub>	-7.0	-2.0
AAR	0.7	0.63

Tabelle 17:    Spezifische Massenbilanz, ELA, b<sub>t</sub> und AAR für den Glacier de Saleina. Die Angaben wurden ermittelt aus dem berechneten Grid der Massenbilanzverteilung (dargestellt in Abbildung 4).

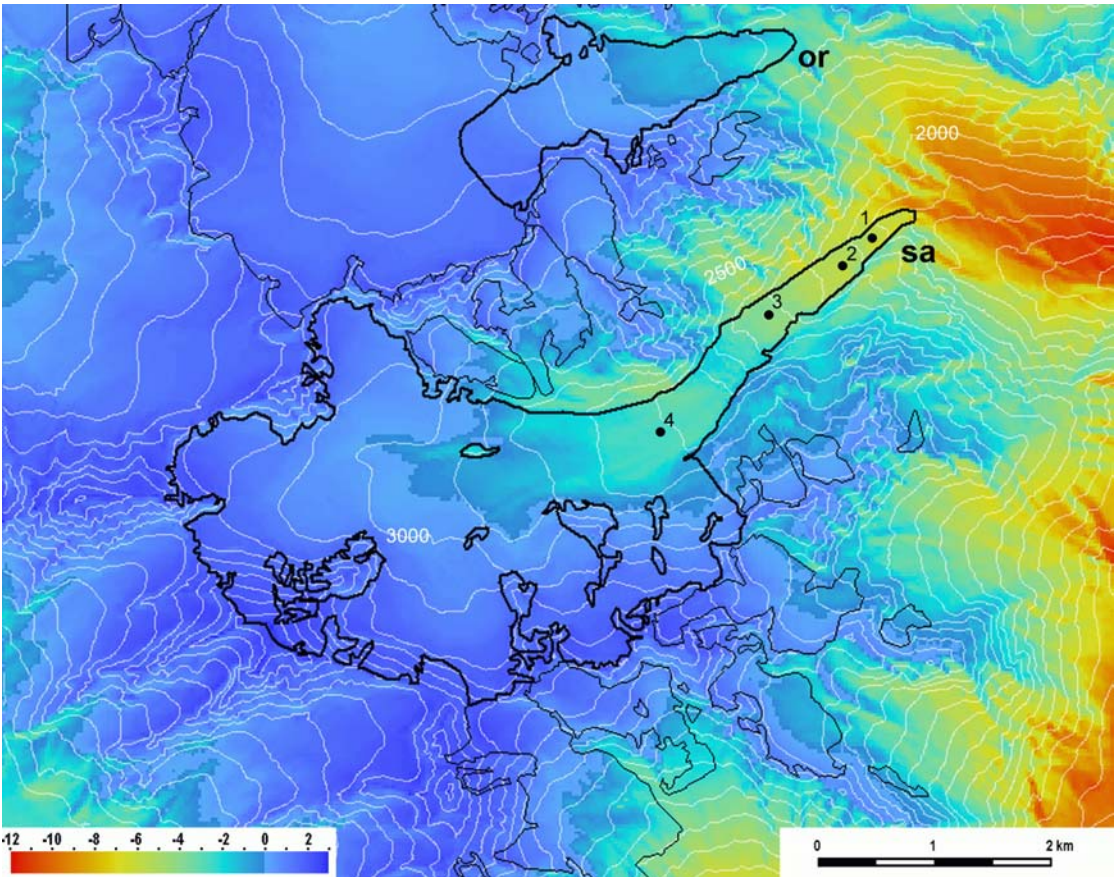


Abb. 4:    Modellierte Massenbilanzverteilung (mwe) Glacier de Saleina.



D 5. Griesgletscher

Variable	Wert	Variable	Wert	Variable	Wert
T <sub>start</sub>	276	t <sub>2000</sub>	1.2	$\alpha_e$	0.35
T <sub>ende</sub>	1006	t <sub>ampl</sub>	7	$\alpha_s$	0.72
P <sub>2000 dez-feb</sub>	0.55	t <sub>g</sub>	-0.625	C <sub>0</sub>	-10
P <sub>2000 mar-mai</sub>	0.77	P <sub>g</sub>	0.035	C <sub>1</sub>	10
P <sub>2000 jun-aug</sub>	0.66	t <sub>s</sub>	1.5	d <sub>hm</sub>	Level1
P <sub>2000 sep-nov</sub>	0.66	d	0.62	rad <sub>T</sub>	SRAD

Tabelle 18: Verwendete Variabeln zur Modellierung der Massenbilanzverteilung Gries.

	Gries
B	-0.17
ELA	2860
b <sub>t</sub>	-2.7
AAR	0.61

Tabelle 19: Spezifische Massenbilanz, ELA, b<sub>t</sub> und AAR für den Griesgletscher. Die Angaben wurden ermittelt aus dem berechneten Grid der Massenbilanzverteilung (dargestellt in Abbildung 5).

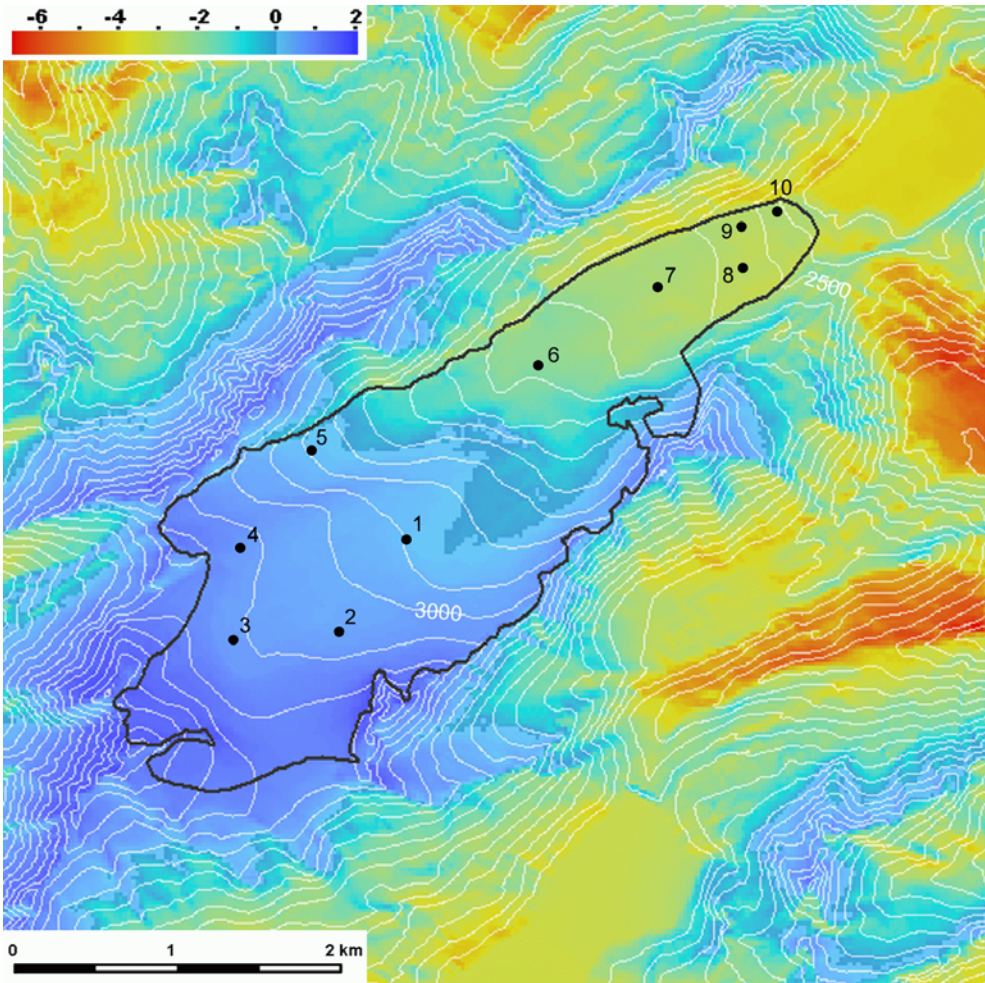


Abb. 5: Model-  
lierte Massenbi-  
lanzverteilung  
(mwe) Gries-Glet-  
scher

D 6. Oberaargletscher

Variable	Wert	Variable	Wert	Variable	Wert
T <sub>start</sub>	280	t <sub>2000</sub>	1.3	$\alpha_e$	0.35
T <sub>ende</sub>	1010	t <sub>ampl</sub>	7.5	$\alpha_s$	0.72
P <sub>2000 dez-feb</sub>	0.65	t <sub>g</sub>	-0.625	C <sub>0</sub>	-10
P <sub>2000 mar-mai</sub>	0.65	P <sub>g</sub>	0.08	C <sub>1</sub>	10
P <sub>2000 jun-aug</sub>	0.65	t <sub>s</sub>	1.5	dhm	Level1
P <sub>2000 sep-nov</sub>	0.45	d	0.54	rad <sub>T</sub>	SRAD

Tabelle 20: Verwendete Variabeln zur Modellierung der Massenbilanzverteilung Oberaar.

	Oberaar
B	-0.13
ELA	2830
b <sub>t</sub>	-3.4
AAR	0.62

Tabelle 21: Spezifische Massenbilanz, ELA, b<sub>t</sub> und AAR für den Oberaargletscher. Die Angaben wurden ermittelt aus dem berechneten Grid der Massenbilanzverteilung (dargestellt in Abbildung 6).

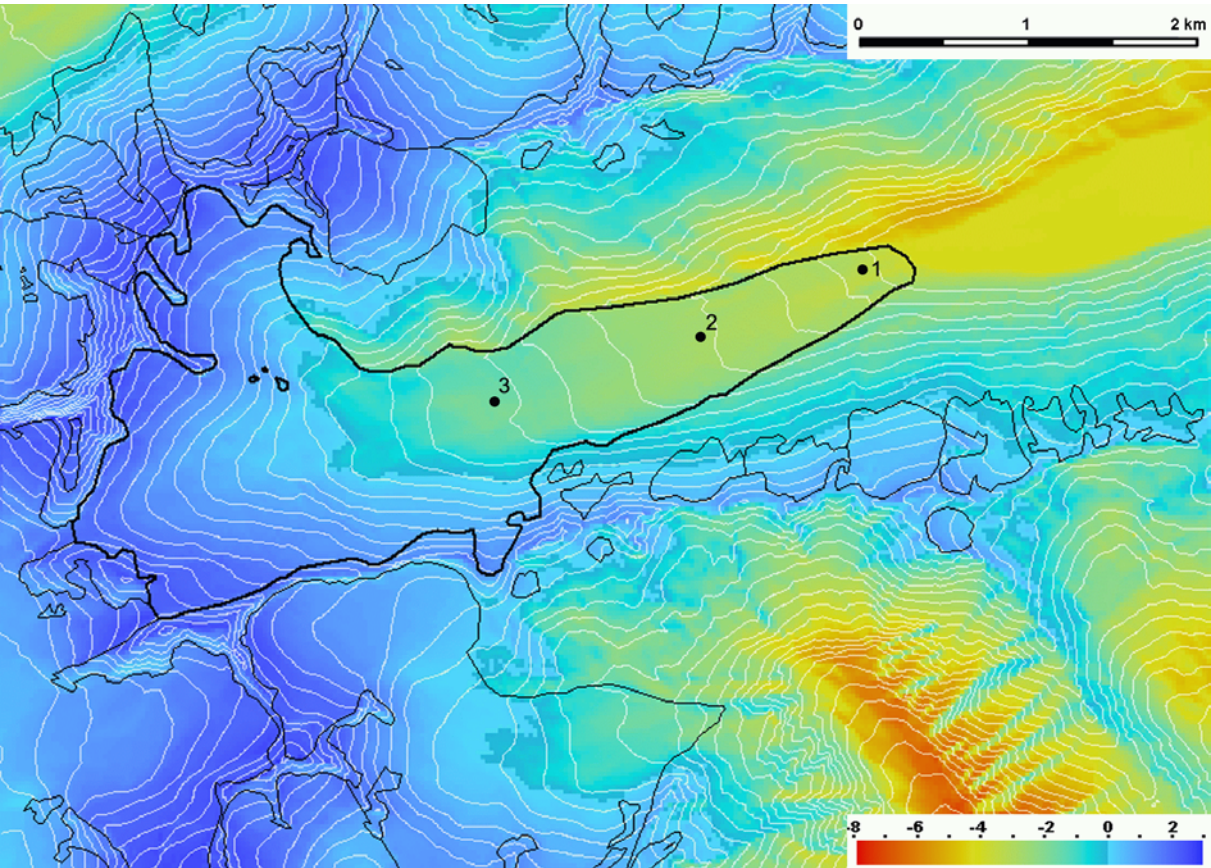


Abb. 6: Modellierte Massenbilanzverteilung (mwe) Oberaar-Gletscher.



## D 7. Triftgletscher (Weissmies)

Variable	Wert	Variable	Wert	Variable	Wert
$T_{\text{start}}$	280	$t_{2000}$	1.8	$\alpha_e$	0.3
$T_{\text{ende}}$	1011	$t_{\text{ampl}}$	7.5	$\alpha_s$	0.72
$P_{2000 \text{ dez-feb}}$	0.27	$t_g$	-0.625	$C_0$	-10
$P_{2000 \text{ mar-mai}}$	0.52	$P_g$	0.045	$C_1$	10
$P_{2000 \text{ jun-aug}}$	0.32	$t_s$	1.5	$dhm$	Level1
$P_{2000 \text{ sep-nov}}$	0.37	$d$	0.65	$rad_T$	SRAD

Tabelle 22: Verwendete Variablen zur Modellierung der Massenbilanzverteilung Trift.

	Trift
$B$	0
ELA	3160
$b_t$	-3.35
AAR	0.66

Tabelle 23: Spezifische Massenbilanz, ELA,  $b_t$  und AAR für den Triftgletscher. Die Angaben wurden ermittelt aus dem berechneten Grid der Massenbilanzverteilung (dargestellt in Abbildung 7).

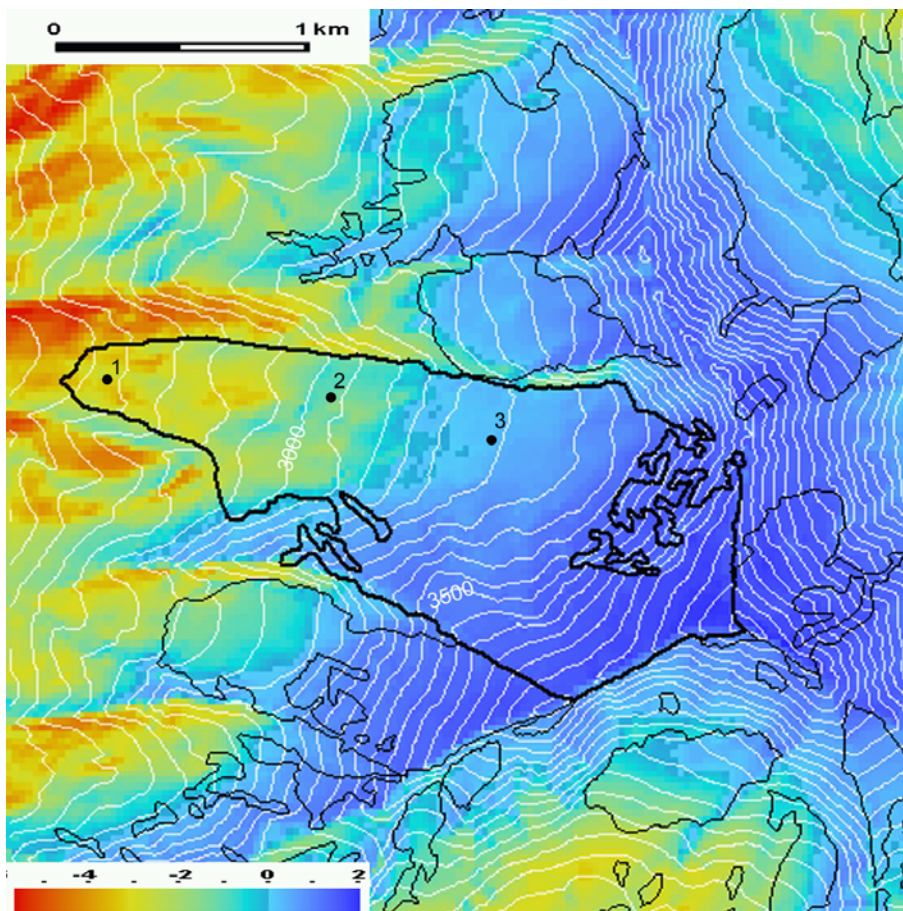


Abb. 7: Modellerte Massenbilanzverteilung (mwe) Triftgletscher.

D 8. Glärnischfirn

Variable	Wert	Variable	Wert	Variable	Wert
T <sub>start</sub>	279	t <sub>2000</sub>	1	$\alpha_e$	0.37
T <sub>ende</sub>	1010	t <sub>ampl</sub>	7	$\alpha_s$	0.72
P <sub>2000 dez-feb</sub>	0.6	t <sub>g</sub>	-0.625	C <sub>0</sub>	-10
P <sub>2000 mar-mai</sub>	0.7	P <sub>g</sub>	0.1	C <sub>1</sub>	10
P <sub>2000 jun-aug</sub>	0.95	t <sub>s</sub>	1.5	dhm	Level1
P <sub>2000 sep-nov</sub>	0.65	d	0.42	rad <sub>T</sub>	SRAD

Tabelle 24: Verwendete Variabeln zur Modellierung der Massenbilanzverteilung Glärnischfirn.

	Glärnischfirn
B	-0.2
ELA	2590
b <sub>t</sub>	-1.8
AAR	0.44

Tabelle 25: Spezifische Massenbilanz, ELA, b<sub>t</sub> und AAR für den Glärnischfirn. Die Angaben wurden ermittelt aus dem berechneten Grid der Massenbilanzverteilung (dargestellt in Abbildung 8).

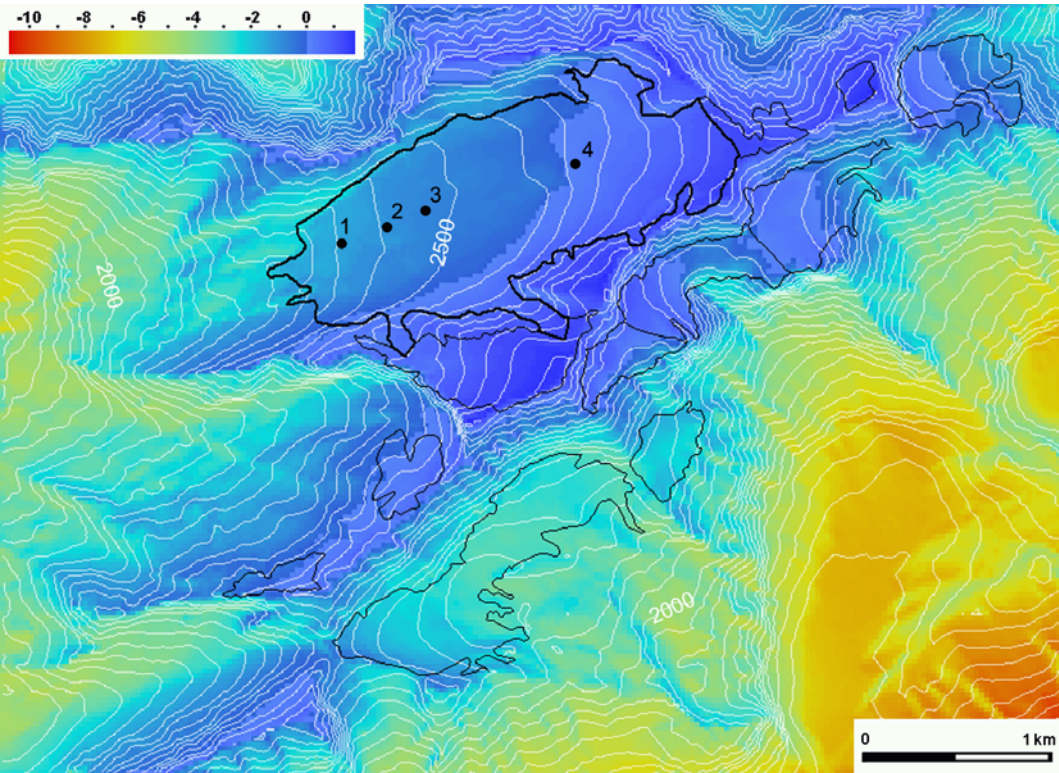


Abb. 8: Modellierte Massenbilanzverteilung (mwe) Glärnischfirn

## D 9. Glacier de Moiry

Variable	Wert	Variable	Wert	Variable	Wert
$T_{\text{start}}$	278	$t_{2000}$	1.6	$\alpha_e$	0.3
$T_{\text{ende}}$	1008	$t_{\text{ampl}}$	7.5	$\alpha_s$	0.72
$P_{2000 \text{ dez-feb}}$	0.35	$t_g$	-0.625	$C_0$	-10
$P_{2000 \text{ mar-mai}}$	0.45	$P_g$	0.06	$C_1$	10
$P_{2000 \text{ jun-aug}}$	0.4	$t_s$	1.5	$dhm$	Level1
$P_{2000 \text{ sep-nov}}$	0.4	$d$	0.60	$rad_T$	SRAD

Tabelle 26: Verwendete Variablen zur Modellierung der Massenbilanzverteilung Glacier de Moiry.

	Glacier de Moiry
$B$	-0.13
ELA	3090
$b_t$	-4.2
AAR	0.63

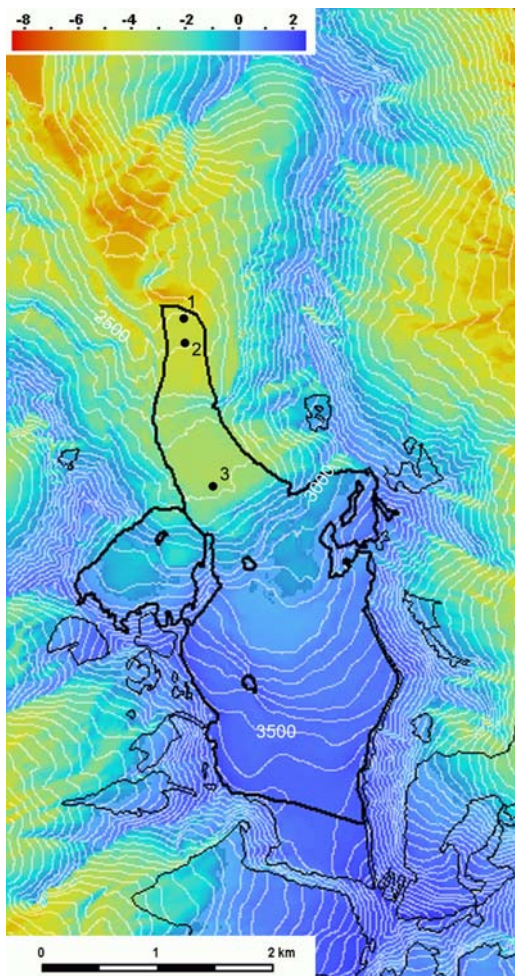
Tabelle 27: Spezifische Massenbilanz, ELA,  $b_t$  und AAR für den Glacier de Moiry. Die Angaben wurden ermittelt aus dem berechneten Grid der Massenbilanzverteilung (dargestellt in Abbildung 9).

Abb. 9: Modellerte Massenbilanzverteilung (mwe) Glacier de Moiry.



D 10. Tiefen- und Bielenhorngletscher

Variable	Wert	Variable	Wert	Variable	Wert
T <sub>start</sub>	280	t <sub>2000</sub>	1.3	α <sub>e</sub>	0.35
T <sub>ende</sub>	1010	t <sub>ampl</sub>	7.5	α <sub>s</sub>	0.72
P <sub>2000 dez-feb</sub>	0.52	t <sub>g</sub>	-0.625	C <sub>0</sub>	-10
P <sub>2000 mar-mai</sub>	0.52	P <sub>g</sub>	0.1	C <sub>1</sub>	10
P <sub>2000 jun-aug</sub>	0.44	t <sub>s</sub>	1.5	dhm	Level1
P <sub>2000 sep-nov</sub>	0.52	d	0.55	rad <sub>T</sub>	SRAD

Tabelle 28: Verwendete Variabeln zur Modellierung der Massenbilanzverteilung Tiefen- und Bielenhorngletscher.

	Tiefengletscher	Bielenhorn	Sidelengletscher
B	0.3	-	-0.46
ELA	2900	2760	2920
b <sub>t</sub>	-2.5	-	-2.55
AAR	0.67	-	0.4

Tabelle 29: Spezifische Massenbilanz, ELA, b<sub>t</sub> und AAR für Tiefen-, Bielenhorn- und Sidelengletscher. Die Angaben wurden ermittelt aus dem berechneten Grid der Massenbilanzverteilung (siehe Abbildung 10).

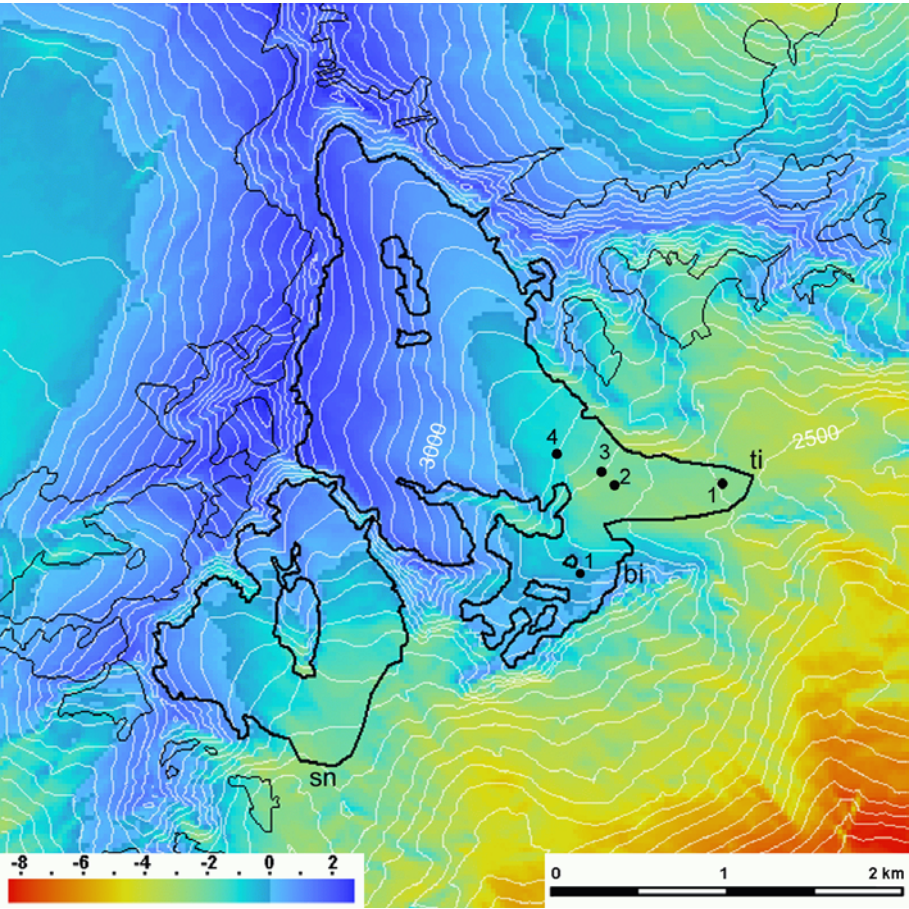


Abb. 10: Modellierte Massenbilanzverteilung (mwe) Tiefen-, Bielenhorn- und Sidelengletscher.



## D 11. Witenwasseren- und Gerengletscher

Variable	Wert	Variable	Wert	Variable	Wert
$T_{\text{start}}$	280	$t_{2000}$	1.2	$\alpha_e$	0.32
$T_{\text{ende}}$	1011	$t_{\text{ampl}}$	7.3	$\alpha_s$	0.72
$P_{2000 \text{ dez-feb}}$	0.57	$t_g$	-0.625	$C_0$	-10
$P_{2000 \text{ mar-mai}}$	0.77	$P_g$	0.08	$C_1$	10
$P_{2000 \text{ jun-aug}}$	0.67	$t_s$	1.5	$dhm$	Level1
$P_{2000 \text{ sep-nov}}$	0.67	$d$	0.54	$rad_T$	SRAD

Tabelle 30: Verwendete Variablen zur Modellierung der Massenbilanzverteilung Witenwasseren- und Gerengletscher.

	Witenwasseren	Gereng	Mutten
$B$	-0.35	-0.1	-0.23
$ELA$	2710	2690	2710
$b_t$	-1.4	-2.6	-1.9
$AAR$	0.42	0.68	0.46

Tab. 31: Spezifische Massenbilanz,  $ELA$ ,  $b_t$  und  $AAR$  für Witenwasseren-, Gereng- und Muttengletscher; verwendete Klimaparameter gemäss Tabelle 30. Die Angaben wurden ermittelt aus dem berechneten Grid der Massenbilanzverteilung (dargestellt in Abbildung 11).

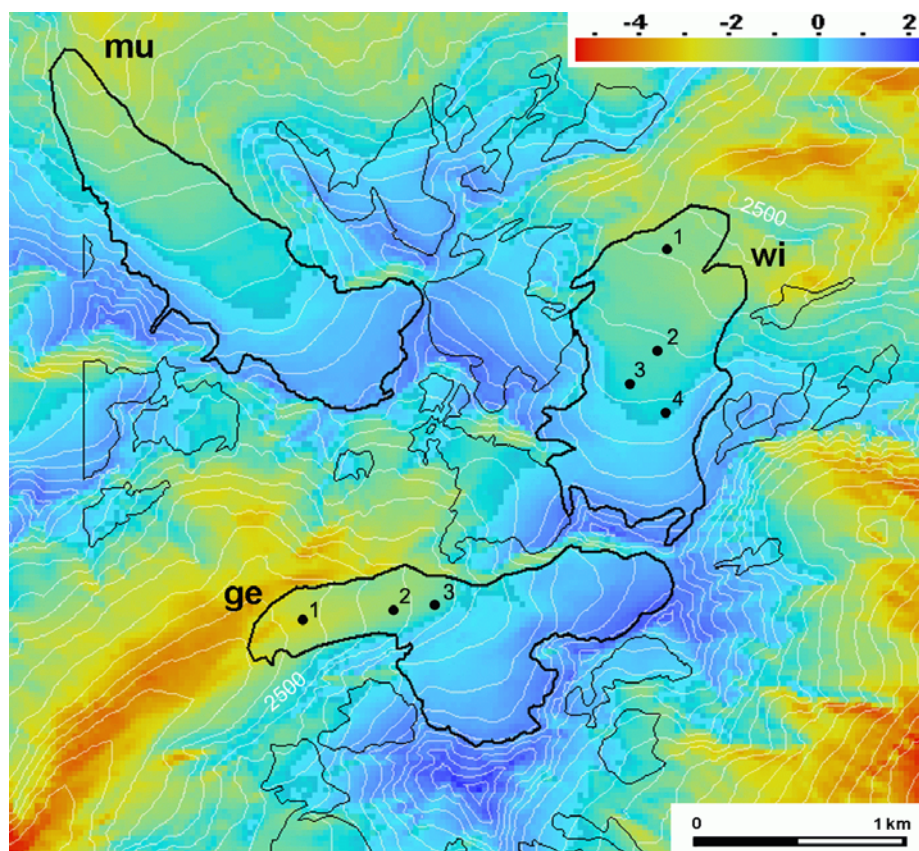


Abb. 11: Modellerte Massenbilanzverteilung (mwe) Witenwasseren und Gerengletscher

D 12. Vadret dal Corvatsch

Variable	Wert	Variable	Wert	Variable	Wert
T <sub>start</sub>	280	t <sub>2000</sub>	1.5	α <sub>e</sub>	0.35
T <sub>ende</sub>	1011	t <sub>ampl</sub>	7.3	α <sub>s</sub>	0.72
P <sub>2000 dez-feb</sub>	0.2	t <sub>g</sub>	-0.625	C <sub>0</sub>	-10
P <sub>2000 mar-mai</sub>	0.3	P <sub>g</sub>	0.05	C <sub>1</sub>	10
P <sub>2000 jun-aug</sub>	0.4	t <sub>s</sub>	1.5	dhm	Level1
P <sub>2000 sep-nov</sub>	0.3	d	0.57	rad <sub>T</sub>	SRAD

Tabelle 32:    Verwendete Variabeln zur Modellierung der Massenbilanzverteilung Corvatsch.

	Corvatsch
B	-0.02
ELA	3160
b <sub>t</sub>	-0.7 - -0.95
AAR	-

Tab. 33:    Spezifische Massenbilanz, ELA, b<sub>t</sub> und AAR für Corvatsch, verwendete Klimaparameter gemäss Tabelle 32. Die Angaben wurden ermittelt aus dem berechneten Grid der Massenbilanzverteilung (dargestellt in Abbildung 12).

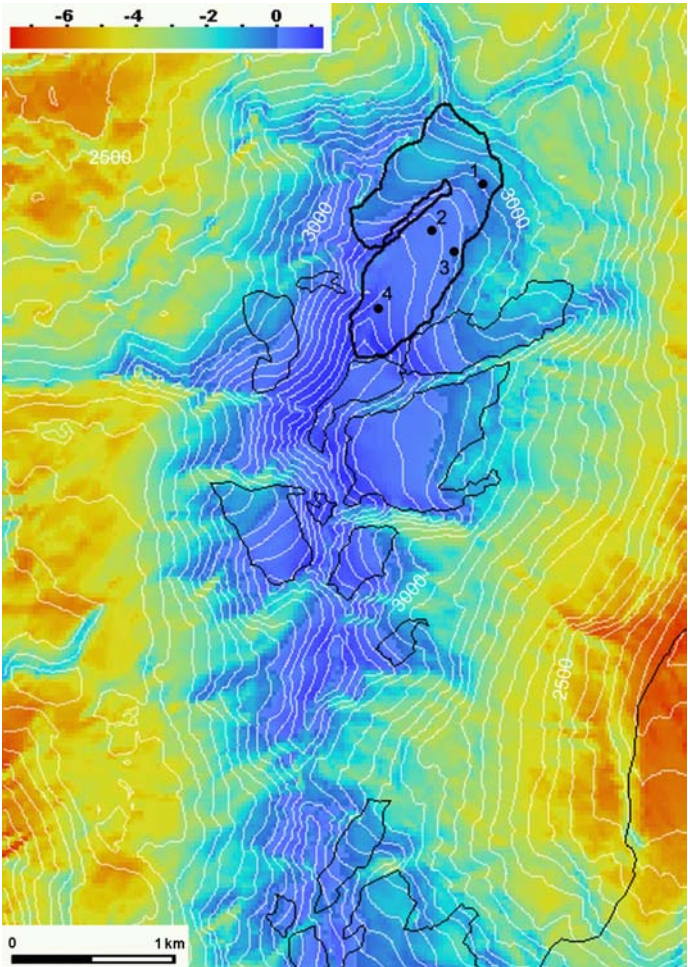


Abb. 12: Modellierte Massenbilanzverteilung (mwe) Corvatsch-Gletscher

## D 13. Glaciar de Shallap (Cordillera Blanca, Peru)

Es wurde eine Modellierung für einen tropischen Gletscher aus der Cordillera Blanca, Peru durchgeführt. Die Modellierung basiert auf einem von Inés Machguth unter Verwendung von ASTER-Satellitenbildern erstellten DHM (Machguth l. in Vorbereitung). Der modellierte Gletscher „Glaciar de Shallap“ liegt auf 9 °S. Br. Die Gesamtlänge des Gletschers beträgt etwa vier Kilometer, eineinhalb davon entfallen auf die Zunge. Die Zunge ist westexponiert. Der Gletscher besitzt eine Fläche von ca. 7 km<sup>2</sup> und reicht von 5800 m ü. M. auf 4550 m ü. M. hinab. Es wurde bewusst einer der wenigen Gletscher mit deutlich ausgeprägter und Schuttfreier Zunge gewählt, die meisten Gletscher der Cordillera Blanca verfügen nicht über eine längere Zunge oder dieselbe ist stark schuttbedeckt.

In einem ersten Schritt wurde versucht für den Gletscher eine ausgeglichene Bilanz zu modellieren. Für Niederschläge und Temperatur sind wenige Daten von tiefergelegenen Stationen vorhanden (Nidertscheider 1990), Strahlungsdaten existieren keine. Die Strahlungswerte wurden solange angepasst bis eine Gleichgewichtssituation erreicht wurde. Im Nachhinein zeigte sich anhand von Messdaten der Globalstrahlung für den Bolivianischen Zongo-Gletscher auf 16 °S. Br. (WGMS 1999-2001), dass die eingesetzte Reduktion der kurzwelligen Einstrahlung die gemessene Globalstrahlung von ca 220 W m<sup>-2</sup> im Jahresdurchschnitt am Zongo-Gletscher relativ genau wiedergibt. Die ELA für den Shallap Gletscher kam auf 5050 m ü. M. zu liegen. Ebenfalls konnte Literatur gefunden werden, die besagt, dass die beobachtete ELA in der Cordillera Blanca zwischen 4890 und 5120 m ü. M. liegen (Kaser und Georges 1997: 346). In der Modellrechnung beträgt die MAAT an der ELA zwischen -1.4 und -2 °C. Für die Cordillera Blanca wurden keine Angaben zur MAAT an der ELA<sub>0</sub> gefunden, für den Zongo-Gletscher wird eine MAAT an der ELA<sub>0</sub> (5250 m. ü. M) von -1.5 °C angegeben (WGMS 1999-2001). Die Modellierung ergab einen Massenbilanzgradienten von 1.7 mwe / 100m. Die Bilanz am Zungenende (4550 bis 4600 m ü. M.) beträgt - 8 mwe yr<sup>-1</sup>, oberhalb 5400 m ü. M. summiert sich die Akkumulation auf ca. 1.4 mwe yr<sup>-1</sup>. Für den ebenfalls in der Cordillera Blanca gelegenen Yanamarey Gletscher wurde in einer neunjährigen Messreihe (Hastenrath & Ames 1995) eine mittlere spezifische Massenbilanz von -1.5 mwe yr<sup>-1</sup> beobachtet, die ELA lag auf 4900 m ü. M., die mittlere Bilanz an der Zunge auf 4600 m ü. M. betrug -6.8 mwe yr<sup>-1</sup>. Es lässt sich ein Massenbilanzgradient von 2.2 mwe/100m berechnen. Dieser gemessene Massenbilanzgradient ist höher als der modellierte Massenbilanzgradient. Wie in vorliegender Arbeit gezeigt, hat die lokale Topographie grossen Einfluss auf den Massenbilanzgradienten, zudem handelt es sich um den Massenbilanzgradient eines Gletscher der weit vom Gleichgewicht entfernt ist.

Für den Shallap-Gletscher wurde zusätzlich die Klimasensitivität untersucht. Die Temperatur wurde um 1 K angehoben, alle anderen Parameter blieben unverändert. Gegenüber der vorigen Situation nahm die spezifische Massenbilanz um 1.45 mwe yr<sup>-1</sup> ab, die Gleichgewichtslinie stieg um 150 m, die Bilanz am Zungenende erreichte einen maximalen Wert von -10.5 mwe yr<sup>-1</sup>. Es zeigte sich, dass die Bilanz auf der ganzen Zunge sehr stark um bis zu 4 mwe yr<sup>-1</sup> abnahm, im Akkumulationsgebiet betrugen die Änderungen 0 bis 0.7 mwe yr<sup>-1</sup> (siehe Abbildung 16 und 17). Vergleichsdaten bestehen für den Zongo-Gletscher: die Bilanz an der Zunge variiert für positive und negative Jahre zwischen -8 mwe yr<sup>-1</sup> und -3 mwe yr<sup>-1</sup> (WGMS 1999-2001). Diese Unterschiede sind allerdings zu grossen Teilen durch Schwankungen des Niederschlags verursacht. Trotz der teilweisen sehr guten Übereinstimmung zwischen der Modellierung und den Messwerten, muss unbedingt die Frage gestellt werden, ob die angewandte Modellierung nicht mit den falschen Mitteln zum „richtigen“ Resultat gelangt. Kaser et al. (1996: 93) betonen, dass während der Trockenzeit die Schmelze auf den Gletschern der Cordillera Blanca durch Verdunstung und Sublimation stark reduziert wird. Das verwendete Modell berücksichtigt diesen Effekt nicht, stattdessen wird für die Trockenzeit mit einer zu geringen Globalstrahlung gerechnet (ca. 200 W m<sup>-2</sup> anstatt der am Zongo-Gletscher gemes-



senen  $230 \text{ Wm}^{-2}$ ). Fragen bleiben auch in Bezug auf die Klimasensitivität: Hastenrath und Ames (1995: 5110 f.) berechnen mit theoretischen Überlegungen, dass ein Temperaturrückgang von 2 K nötig ist, damit die mittlere beobachtete spezifische Massenbilanz von  $-1.5 \text{ mwe yr}^{-1}$  des Yanamarey Gletschers wieder auf 0 steigen könnte. Die durchgeführte dreidimensionale numerische Modellierung gelangt schon bei einer Temperaturveränderung von 1 K zu einer Veränderung der spezifischen Massenbilanz um  $(0.65 + 1.75) / 2 = 1.2 \text{ mwe yr}^{-1}$  (Werte gemäss Tabelle 35).

Variable	Wert	Variable	Wert	Variable	Wert
T <sub>start</sub>	1	t <sub>2000</sub>	16.4	α <sub>e</sub>	0.27
T <sub>ende</sub>	731	t <sub>ampl</sub>	-1.2	α <sub>s</sub>	0.72
P <sub>2000 dez-feb</sub>	0.3	t <sub>g</sub>	-0.6	C <sub>0</sub>	-10
P <sub>2000 mar-mai</sub>	0.22	P <sub>g</sub>	0.03	C <sub>1</sub>	10
P <sub>2000 jun-aug</sub>	0.01	t <sub>s</sub>	1.5	dhm	Aster
P <sub>2000 sep-nov</sub>	0.13	d	0.45	rad <sub>T</sub>	SRAD

Tabelle 34: Verwendete Variabeln zur Modellierung der Massenbilanzverteilung Glaciar de Shallap.

MAAT <sub>2000</sub>	15.4	16.4	17.4
B	0.65	-0.30	-1.75
ELA	4880	5060	5220
b <sub>t</sub>	-4.1	-8.0	-10.0
AAR	0.84	0.69	0.52
db/dh	1.4	1.7	1.6

Tabelle 35: Spezifische Massenbilanz, ELA, b<sub>t</sub> und AAR für den Glaciar de Shallap. Die Angaben wurden ermittelt aus dem berechneten Grid der Massenbilanzverteilung (dargestellt in Abbildung 13).

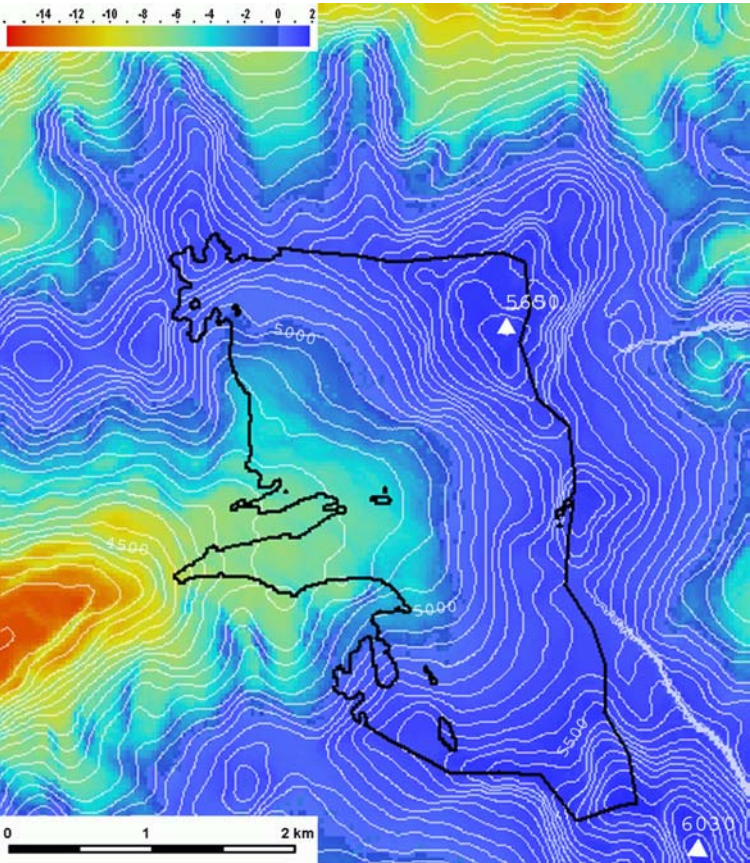


Abb. 13: modellierte Massenbilanzverteilung (mwe) Glaciar de Shallap. Verwendete Parameter gemäss Tabelle 34. Äquidistanz 50m.

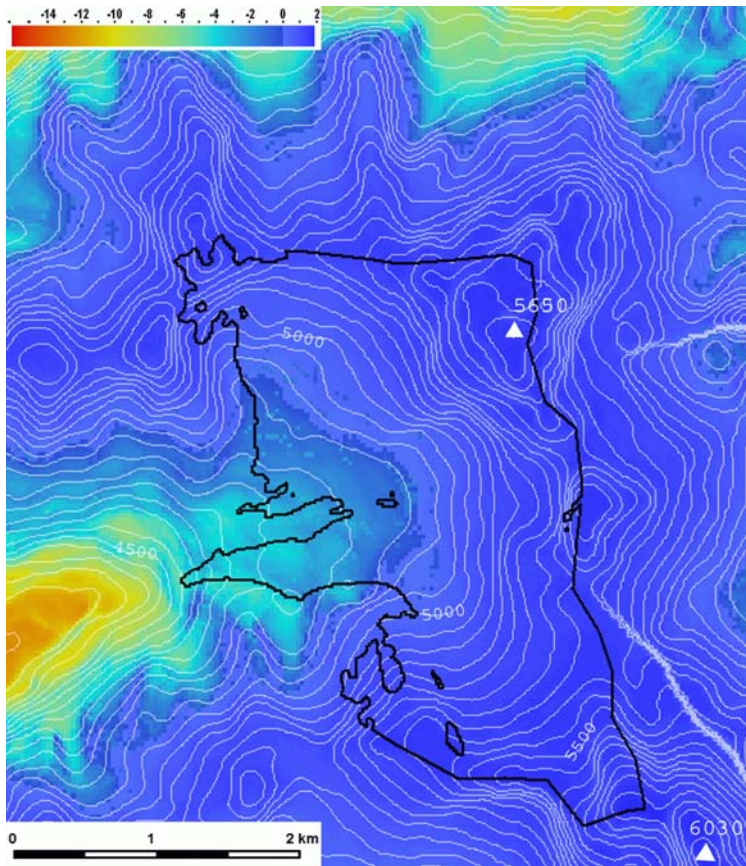


Abb. 14: Modellierte Massenbilanzverteilung (mwe) Glaciar de Shallap.  $MAAT_{2000} = 15.4\text{ C}$ , alle andern Parameter gemäss Tabelle 25. Äquidistanz 50m.

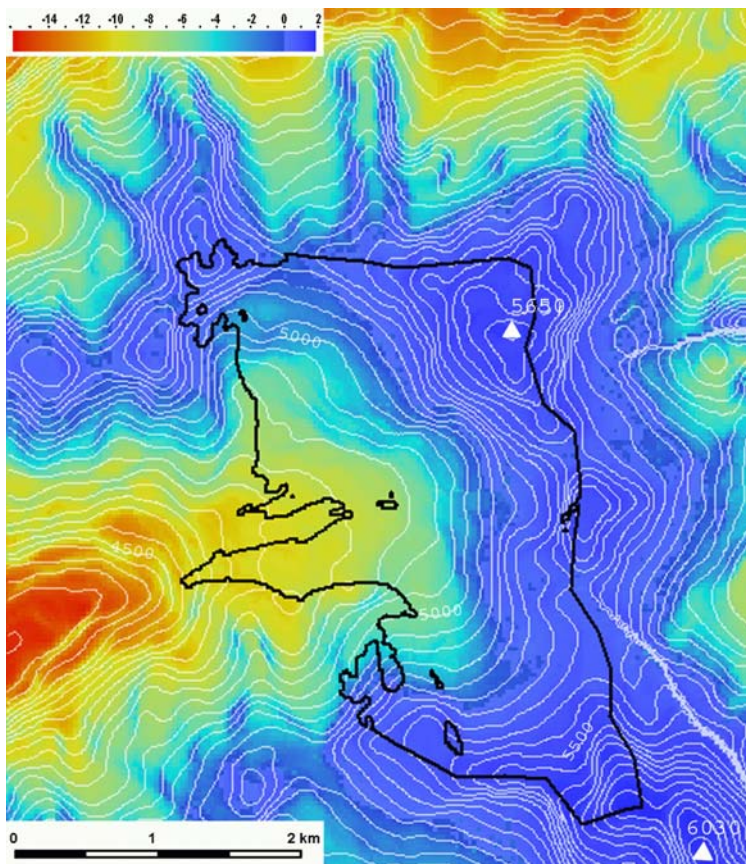


Abb. 15: Modellierte Massenbilanzverteilung (mwe) für Glaciar de Shallap.  $MAAT_{2000} = 17.4\text{ C}$ , alle andern Parameter gemäss Tabelle 34. Äquidistanz 50m.



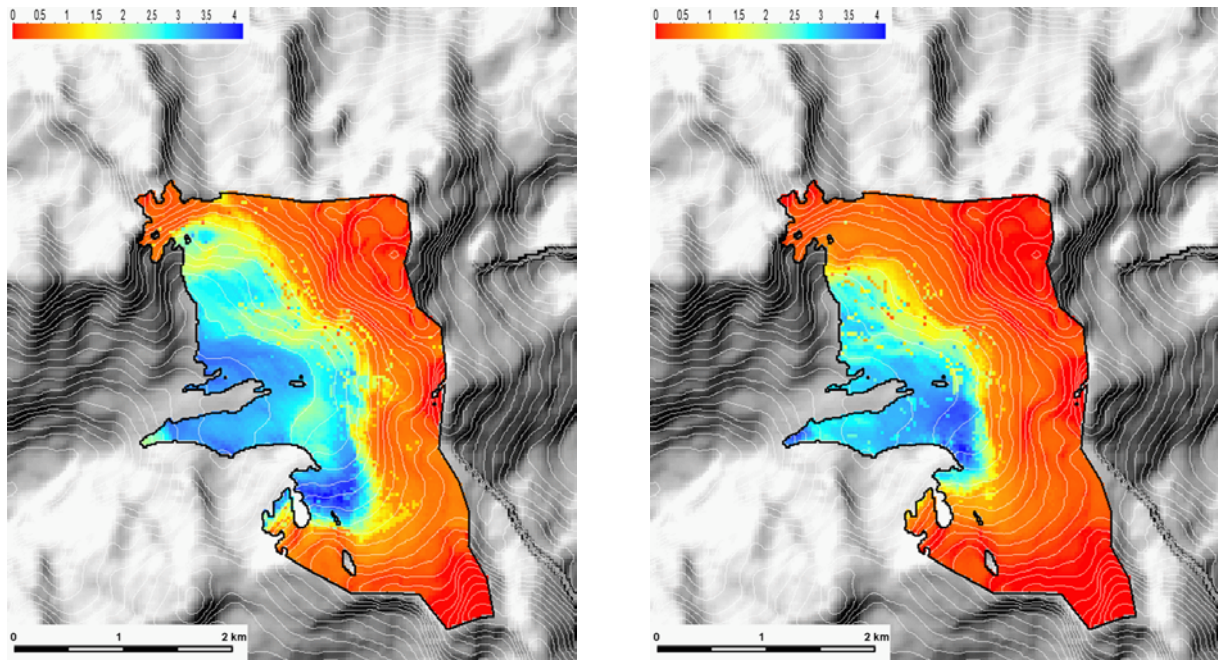


Abb. 16: Modellerte Veränderung der Massenbilanzverteilung (mwe) für Glaciar de Shallap beim Absenken der  $MAAT_{2000}$  von 17.4 °C auf 16.4 °C (linke Abbildung) bzw. von 16.4 °C auf 15.4 °C (rechte Abbildung). Alle andern Kilmaparameter gemäss Tabelle 34.

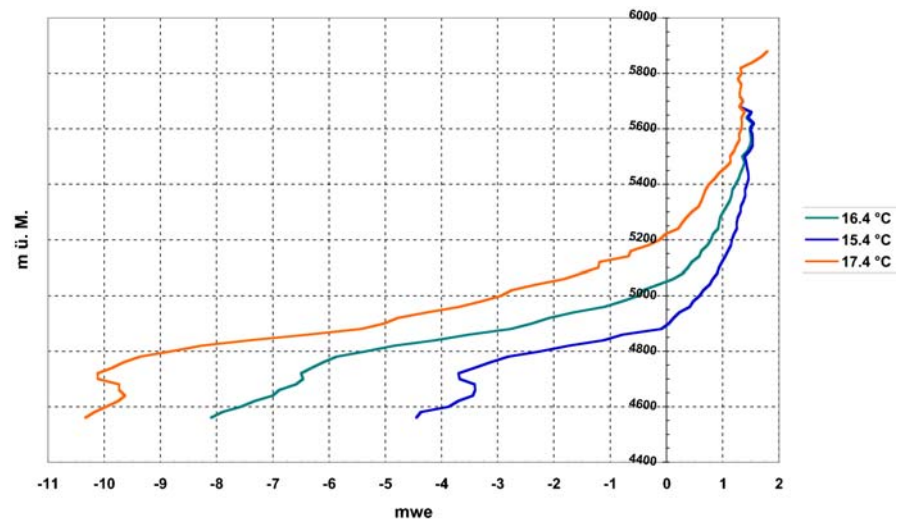


Abb. 17: Aus der Modellierung hervorgehende Massenbilanzprofile des Glaciar de Shallap für drei Werte von  $MAAT_{2000}$ .

## E Vergleich beobachteter und modellierter Altschneelinie am Beispiel Glärnischfirn

Am 21. August 2002 konnten von erhöhter Stelle am Rand des Glärnischfirn Fotos des Gletschers aufgenommen werden, die anschliessend am Computer zu einem Panorama zusammengefügt wurden. Der im Photo dokumentierte Verlauf der Altschneelinie ist sehr ähnlich dem Verlauf der Altschneelinie in der Modellierung. Die Höhe der Linie ist nahezu identisch. Der Vergleich zeigt auch, dass in Wirklichkeit schneefreie Felswände im Modell sehr hohe Akkumulation aufweisen.

Gute Übereinstimmung zeigt sich auch zwischen gemessenen lokalen Massenbilanzen im Zeitraum vom 7. Juli bis zum 20. August 2002 und modellierten lokalen Massenbilanzen über ein Jahr. Der Gletscher apperte im Jahr 2002 anschliessend noch weiter aus. Wegen einer bereits 80 -100 cm dicken Schneedecke konnte am 9. Oktober nur noch die Stange gl3 aufgefunden werden. Es zeigte sich, dass noch ungefähr ein weiterer Meter Eis geschmolzen war.



Abb. 18: Glärnischfirn 21. August 2002, Blickwinkel ca. 180 Grad, Blick im Bildzentrum Richtung Süden.

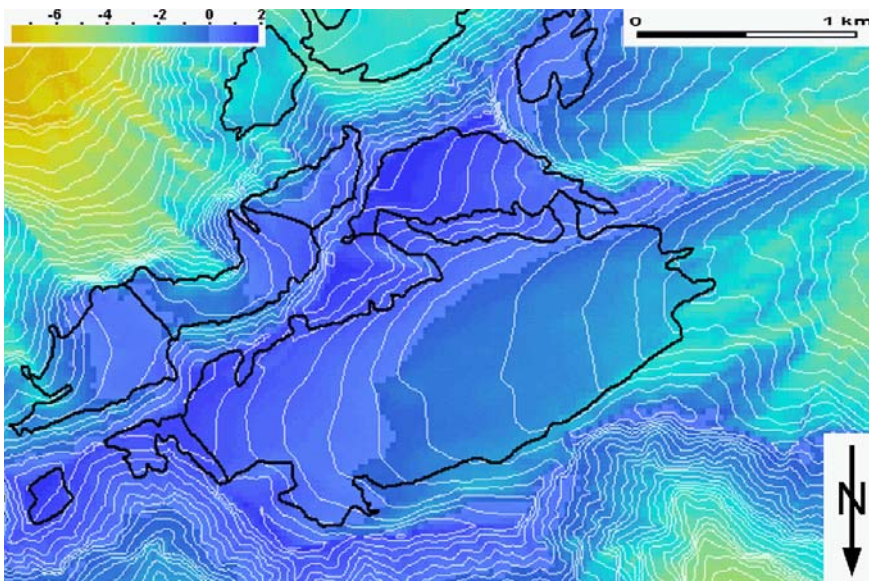


Abb. 19: Modellierte Massenbilanzverteilung Glärnischfirn, verwendete Input-Parameter gemäss Tabelle 24. Zur besseren Vergleichbarkeit mit Abbildung 18 befindet sich Süden oben.

## F Vergleich verwendeter und gemessener Klimawerte

Gletscher	ELA [m ü. M.]	MAAT <sub>ELA</sub> [°C]		t <sub>max-ELA</sub> [°C]		P <sub>ELA</sub> [m]		Q <sub>max-ELA</sub> [W/m <sup>2</sup> ]		Station
Silvretta	2800	-3.9	-3.2	3.1	3.8	2.7	1.95	206	237	Weissfluhjoch
O. Grindelwald	2870	-4.2	-3.6	3.2	3.2	3.1	3.25	256	249	Jungfrauoch
Findel	3210	-5.8	-6.3	1.7	2.7	2.5	2.2	296	282	(Zermatt)
Basodino	2860	-4.2	-4.1	3.3	3.7	3.1	2.9	256	267	(Gütsch)
Morteratsch	3000	-4.8	-4.0	2.8	3.3	2.4	2.0	246	247	Corvatsch
Forno	2850	-3.8	-3.1	3.5	4.2	2.6	1.8	211	241	(Corvatsch)
Saleina	2920	-4.2	-4.0	3.1	4.1	3.0	2.8	266	262	Grand St Bernhard
Gries	2860	-4.2	-4.1	3.2	3.7	2.9	2.7	274	267	(Gütsch)
Oberaar	2830	-3.9	-4.1	3.6	3.6	3.1	3.5	238	-	Grimsel
Trift	3160	-5.5	-6.0	2.1	3.0	2.0	2.5	295	280	(Zermatt)
Glärnischfirn	2590	-2.7	-2.4	4.3	4.4	3.5	2.6	181	216	Säntis
Moiry	3090	-5.2	-4.4	2.3	3.6	2.3	2.0	270	-	(Evolène-Villaz)
Tiefen	2900	-4.3	-4.3	3.2	3.5	2.9	2.6	245	268	Gütsch
Bielenhorn	2760	-3.5	-3.5	4.1	4.3	2.8	2.6	240	259	Gütsch
Witenwasseren	2710	-3.2	-3.1	4.1	4.7	3.2	2.7	235	257	Gütsch
Geren	2690	-3.1	-3.0	4.2	4.8	3.2	2.7	235	257	Gütsch
Corvatsch	3150	-5.7	-6.0	1.6	2.3	1.8	1.6	259	260	Corvatsch
<b>Mittel</b>	<b>2897</b>	<b>-4.25</b>	<b>-4.07</b>	<b>3.15</b>	<b>3.7</b>	<b>2.77</b>	<b>2.49</b>	<b>248</b>	<b>257</b>	

Tabelle 36: Vergleich zwischen klimatischen Bedingungen an der ELA in den Modellierungen und gemessene Klimawerte (grau unterlegte Spalten), umgerechnet auf ELA. Zur Umrechnung wurden Gradienten der jeweiligen Modellierung verwendet, bzw. Gradient von SRAD  $4.1 \text{ W m}^{-2} 100\text{m}^{-1}$  (für ebene Flächen unter Ausschluss von Abschattung). Quelle für MAAT<sub>ELA</sub> und t<sub>max-ELA</sub>: Meteo-Schweiz. Q<sub>max-ELA</sub>: MeteoSchweiz, mit Ausnahme Findel- und Triftgletscher: Nina Riesen (mündl. Mitteilung), gemessener Durchschnittswert  $290 \text{ W/m}^2$  zwischen 11.06. und 31. 07. 2002, Stockhorn, 3405 m ü. M. Stationsnamen sind in Klammern gesetzt wo Eignung der Messwerte für Vergleich fraglich (grosser Höhenunterschied oder grosse räumliche Entfernung zwischen Gletscher und Messstation). Quelle für P<sub>ELA</sub>: Hydrologischer Atlas der Schweiz. Gemäss Autoren müssen die Niederschlagswerte aus der Karte für Höhen über 1500 m ü. M. um 15 - 30 % nach oben korrigiert werden. In der Spalte P<sub>ELA</sub> eingetragen sind um 30 % korrigierte Werte.

Gletscher	ELA [m ü. M.]	MAAT <sub>ELA</sub> [°C]		t <sub>max-ELA</sub> [°C]		P <sub>ELA</sub> [m]		Q <sub>max-ELA</sub> [W/m <sup>2</sup> ]		Station
Shallap	5060	-2.0	-1.5	-0.8	0	1.6	1	240	240	Zongo

Tabelle 37: Vergleich klimatischer Bedingungen an der ELA in der Modellierung für Glaciar de Shallap (Peru) mit gemessenen klimatischen Bedingungen am Zongo Gletscher- Bolivien (grau unterlegte Spalte). Quelle der Angaben: MAAT<sub>ELA</sub> und P<sub>ELA</sub> - WGMS (1999-2001), Q<sub>max-ELA</sub> und t<sub>max-ELA</sub> - Ribstein et al. (1995).



Gletscher	ELA [°C]	P <sub>ELA</sub> [m]	P <sub>solid-ELA</sub> [m]	P <sub>solid</sub> [%]
Silvretta	2800	2.7	2.0	74
O. Grindelwald	2870	3.1	2.3	74
Findel	3210	2.5	2.3	92
Basodino	2860	3.1	2.4	77
Morteratsch	3000	2.4	1.9	79
Forno	2850	2.6	1.9	73
Saleina	2920	3.0	2.3	77
Gries	2860	2.9	2.3	79
Oberaar	2830	3.1	2.3	74
Trift	3160	2.0	1.8	90
Glärnischfirn	2590	3.5	2.3	66
Moiry	3090	2.3	1.9	83
Tiefen	2900	2.9	2.3	79
Bielenhorn	2760	2.8	2.1	75
Witenwasseren	2710	3.2	2.4	75
Geren	2690	3.2	2.3	72
Corvatsch	3150	1.8	1.7	94
<b>Mittel</b>	<b>2897</b>	<b>2.77</b>	<b>2.15</b>	<b>78</b>

Tabelle 38: In Modellierungen verwendete Niederschlagssumme total und Niederschläge in fester Form an der ELA.



## G Programmcode

### G 1. Eindimensional Programmierung in Excel und AML

Die Implementierung des Modells in eine Excel-Tabelle ermöglichte erste Tests ohne aufwendige Programmierarbeit. Es wurde eine Tabelle erstellt in der auf numerische Weise die kumulative Massenbilanz von Tag Nr. 1 (1. Januar, 1. Jahr) bis Tag Nr. 1095 (31. Dezember, 3. Jahr) berechnet wird. Drei Jahre werden von Oerlemans (2001) als minimaler Zeitraum angegeben damit eine einfache numerische Modellierung einen stabilen Zustand erreichen kann. Die in Excel erstellte Tabelle führt die Berechnungen der kumulativen Bilanz mit den gleichen klimatischen Input-Parametern durch wie von Oerlemans (2001) verwendet. Die Tabelle berechnet die kumulative Bilanz für acht verschiedenen Höhenstufen, die Ober- und Untergrenze kann frei gewählt werden. In der Vorlage von Oerlemans nicht beschrieben sind Formeln zur Berechnung der extraterrestrischen Sonnenstrahlung. Die extraterrestrische Strahlung auf einer ebenen Fläche hängt ab von der Uhrzeit, dem Datum und der geographischen Breite.

Als Output erzeugt die Tabelle zwei Graphiken: Die Entwicklung der kumulativen Bilanz jeder Höhenstufe über den Berechnungszeitraum wird in der ersten Graphik dargestellt. Die zweite Graphik zeigt den Verlauf des Massenbilanzprofils für das letzte Berechnungsjahr.

In einem zweiten Schritt wurde das Modell für eindimensionale Berechnungen als AML-Programm geschrieben. Das Programm kann für eine beliebige Höhe in beliebiger geographischer Breite die lokale Massenbilanz über einen beliebigen Zeitintervall berechnen. Die Eingabe sämtlicher benötigter Klimaparameter, der Höhe, der geographischen Breite sowie des Start- und Enddatum erfolgt in einer Eingabemaske. Mathematische Formulierungen konnten aus dem Excel-Programm übernommen werden, trotzdem gestaltete sich die Programmierung in einem reinen AML-Code manchmal nervenaufreibend. Wie in Kapitel 4.3 erläutert, eignet sich AML nur bedingt zur Programmierung mathematischer Kalkulationen. AML war sicher nicht die beste Wahl zur Programmierung eines eindimensionalen Modelles, für die anschließende Programmierung in AML/GRID konnten trotzdem wertvolle Erfahrungen gesammelt werden. Als Output ermittelt das eindimensionale AML-Programm eine Zahl: die kumulative Massenbilanz am Ende der gewählten Berechnungsdauer. Im Gegensatz zu Excel ist die Berechnung über beliebige Zeitintervalle möglich, es konnten erste direkte Vergleiche mit den eigenen Massenbilanzmessungen durchgeführt werden. Nachteilig gegenüber der Excel Tabelle ist die Berechnung für nur eine einzige Höhenstufe und der Verlauf der kumulativen Bilanz kann nicht dargestellt werden.

## G 2. Eingabemasken MB4

**K Form**

EINGABEMASKE VARIABLEN FÜR DIE BERECHNUNG VON GLETSCHER-MASSENBILANZEN MIT PROGRAMM MB4  
die Berechnung erfolgt mit GRID

\*\*\*\*\* Zeitdauer der Berechnung \*\*\*\*\*

Tag, an dem die Berechnung startet (Tstart)

Tag mit dem die Berechnung endet (Tend)

\*\*\*\*\* Niederschlag (auf 2000 m ü. M.) \*\*\*\*\*

Monat	Niederschlag (m We)	Total in m We
Dez, Jan, Feb	<input type="text" value="0.32"/>	
Mar, Apr, Mai	<input type="text" value="0.46"/>	
Jun, Jul, Aug	<input type="text" value="0.41"/>	
Sep, Okt, Nov	<input type="text" value="0.36"/>	

\*\*\*\*\* Ausgangslage \*\*\*\*\*

Bilanz bei Tstart

Grid Ausgangsbilanz: ☐  Grid

Minima Grid: ☐  Grid

\*\*\*\*\* Klima- und Strahlungsparameter \*\*\*\*\*

Parameter	Wert	Einheit
MAAT 2000 m. ü. M.	<input type="text" value="1.8"/>	°C
Halbe Jahresamplitude des Temperaturgang	<input type="text" value="7.5"/>	°C
Temperaturgradient	<input type="text" value="0.625"/>	°C/100m
Niederschlagsgradient	<input type="text" value="0.075"/>	m/100m
Temperatur unterhalb derer Schnee fällt	<input type="text" value="1.5"/>	°C
Anteil effektiv wirksamer Strahlung	<input type="text" value="0.65"/>	
Albedo Eis	<input type="text" value="0.27"/>	
Albedo Schnee	<input type="text" value="0.72"/>	
Langwellige Strahlungsbilanz (konstant)	<input type="text" value="-10"/>	W/m2
Variable des fühlbaren Wärmeflusses	<input type="text" value="10"/>	W/m2

\*\*\*\*\* default \*\*\*\*\*

Sonnenkonstante 1368 W/m2

Schmelzwärme von Eis 334000 J/kg

----- Temperaturverlauf -----

Temperatur (m ü. M.)	Wert
T 4000 m ü. M.	-10.7
T 3000 m ü. M.	-4.45
T 2000 m ü. M.	1.8
T 1000 m ü. M.	8.05
T 0 m ü. M.	14.3

----- Niederschlagsverteilung -----

Niederschlag (m ü. M.)	Wert
P 4000 m ü. M.	3.05
P 3000 m ü. M.	2.3
P 2000 m ü. M.	1.55
P 1000 m ü. M.	0.8
P 0 m ü. M.	0.05

Abb. 20: Eingabemaske 1. Vor dem Start der Berechnung werden sämtliche für die Modellierung benötigten klimatischen Parameter eingegeben. Die Wahl des DHM erfolgt erst bei Start der Berechnung.

**K Form**

Welche Output-Grids sollen geschrieben werden?

- ☐ Endbilanz
- ☐ Minima
- ☐ ELA
- ☐ Datum des Einschneiens
- ☐ Beginn Schneeschmelze
- ☐ Datum des Ausapern
- ☐ Dauer Ablationsperiode Eis
- ☐ Dauer Ablationsperiode total
- ☐ Tägl. Niederschlag
- ☐ Temperaturverteilung
- ☐ Bilanz des letzten Berechnungsjahres  
(nur für Berechnungen > ein Jahr)

Abb. 21: Eingabemaske 2. Nach Abschluss der Berechnungen kann gewählt werden welche Output Grids geschrieben werden sollen.

## G 3. Programmcode MB4

```

/*//////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////
/* PROGRAMM MB4 ZUR BERECHNUNG VON GLETSCHERMASSENBIANZEN
/* Das Programm basiert auf einer einfachen numerischen Massenbilanzkalkulation nach J. OERLEMANS
/* (J. OERLEMANS, 2001: GLACIERS AND CLIMATIC CHANGE, A.A. Balkema Publishers, Lisse)

/* Programm geschrieben von H.Machguth
/* Letzte Änderungen: 26.03.03

/* Im Unterschied zu MB3 wird der Niederschlag nicht mehr als konstant durch das Jahr angenommen, sondern der
/* Verlauf der Niederschlagskurve wird durch Sinuskurven angenähert. Um die Eingabe der Niederschlagswerte
/* einfach zu halten, wurde auf die Eingabe monatlicher Niederschlagswerte verzichtet. Stattdessen werden
/* die vier Niederschlagstotale für Winter, Frühling, Sommer und Herbst verwendet.

/* Neu werden die Output-Grids in einen Ordner abgelegt, der entsprechend des Gletschernamens und des
/* gewählten Zeitraumens benannt wird.
/* Neu berechnet das Programm eine Anzahl zusätzlicher Grids: Dauer der Schmelzperiode, Tag der maximalen
/* Schneedecke, Beginn der Schmelzperiode im Eis, Ende der Schmelzperiode und Bilanz für die letzten 365 Tage
/* bei Berechnungen die sich über einen Zeitraum grösser ein Jahr erstrecken.
/* Der Benutzer kann am Ende des Programmablaufes wählen welche Output Grids das Programm erzeugen soll.
/* Sämtliche Parameter aus der Eingabemaske werden in ein Text File geschrieben und zusammen mit den Output
/* Grids abgespeichert

/* Ein Korrekturgrid wird für die Niederschlagsberechnung verwendet: Die Höhe des täglich fallenden
/* Niederschlags wird für jedes Pixel mit dem Cosinus der Oberflächenneigung multipliziert. Somit
/* wird die Akkumulation neu senkrecht zur Oberfläche gemessen.

/* Änderungen 26. März: Bis anhin wurde eine falsche Umrechnung von MJ/m2/d nach W/m2 verwendet,
/* der bis anhin eingesetzte Faktor 10 ist durch den Faktor 11.57407 ersetzt worden.
/* Die Sinuskurve der Temperatur wird neu um 30 anstatt 15 Tage verschoben. Dadurch kann eine realistischere
/* Temperatursimulation erzielt werden (Im Hochgebirge der Alpen ist stets der Februar der kälteste Monat).

//////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////

&if %:program% ne GRID &then
grid

&severity &error &routine fehler

/***** VORBEREITUNGEN FUER DIE BERECHNUNG *****/

&sv start_space = /data/phys/machguth

/* Workspace auswählen (falls other - manuell auswählen)
&sv projectnum [getchoice mo gr gl oa fo co sa tr my fi wi ge ti bi si gs ba test other -prompt ~
'Workspace?']

&if %projectnum% = other &then &do
&sv wspace = [response 'Bitte aktuellen Workspace eingeben']
&workspace %wspace%
&type aktueller Workspace ist %wspace%
&end

&else &do
&sv wspace = %start_space%/projectnum%

&workspace %wspace%
&type aktueller Workspace ist %wspace%
&end

/*-----
/* Name des zu berechnenden Gletschers auswählen (die resultierenden Grids werden dementsprechend benannt
/* und in ein Directory abgelegt dessen Namen aus Abkürzung Gletscher, Start- und Enddatum besteht)

&sv projectnum [getchoice mo gr gl oa fo co sa tr my fi wi ge ti bi si gs ba test other -prompt ~
'Gletscher?']

&if %projectnum% = other &then
&sv projectnum = [response 'Abkürzung für Gletscher eingeben (max. 4 Buchstaben)']

/*-----
/* Abklären ob bereits eine identische Berechnung durchgeführt wurde. Falls keine vorhanden oder löschen
/* des Directory durchgeführt: Directory erstellen worin die Resultate gespeichert werden.

&if [exists %projectnum%.Tstart%.Tend% -dir] &then &do
&type ' '
&type Es wurde bereits eine Massenbilanzkalkulation für eine identische Berechnungsperiode durchgeführt,
&type gegebenenfalls File löschen und Berechnung neu starten.
&call beenden
&return
&end

```

```

/*-----
/* Eventuell vorhandene grids löschen, Variablen vorbereiten und Daten einlesen

&sv dur_calc = %.Tend% - %.Tstart%
&menu %start_space%/test/control
&if NOT %.start_prog% &then &do
&call beenden
&type Programm vorzeitig beendet
&return
&end
&else &do
&delvar dur_calc
&delvar .start_prog
&end

&system mkdir %projectnum%.Tstart%.Tend%
&sv s_space = %wspace%/projectnum%.Tstart%.Tend%

&listvar &file %s_space%/projectnum%_var%.Tend%.txt &format '%1% = %2%' &append .Tstart .Tend .P1_2000 ~
.P2_2000 .P3_2000 .P4_2000 .B0 .IN1 .INPUT_B .IN2 .INPUT_MIN .T2000 .T+- .TGR .PGR .TS .D ~
.AI .AS .C0 .C1

&if [exists BT -grid] &then
kill BT all
&if [exists BT-1 -grid] &then
kill BT-1 all
&if [exists BT-2 -grid] &then
kill BT-2 all
&if [exists cmin -grid] &then
kill cmin all
&if [exists korr -grid] &then
kill korr all

&sv dhm = %wspace%/dhm_25

&call mb04

/*Korrekturgrid für die Niederschläge, stellt sicher, dass Niederschlag überall senkrecht zur Neigung
/*der Oberfläche gemessen wird

korr_p = cos((slope(%dhm%)) * %pi% / 180)

&call precip_1

/*****
/* LOOP-LOOP-LOOP-LOOP-LOOP-LOOP-LOOP-LOOP-LOOP-LOOP-LOOP-LOOP-LOOP-LOOP-LOOP-LOOP-LOOP-LOOP-LOOP-LOOP-LOOP
/*****

&do &until %T% = %.Tend%

/* Zähler für die Jahre initialisieren, ermöglicht für beliebig lange Zeiträume zu rechnen
&sv y = [truncate [calc [calc %T% - 1] / 365]]
&sv Ty = [calc %T% - [calc %y% * 365]]

&call putzen

&sv ehm = %wspace%/daybyday/projectnum%_rad_%Ty%

/***** TEMPERATUR *****/

tTz = %.t0% + %dhm% * %.tg% + %.t+-% * (- COS ((2 * %pi% * (%T% - 30)) / 365))

/***** NIEDERSCHLAG *****/
/* Der tägliche Niederschlag auf Höhe 0 wird auf jährlichen Niederschlag umgerechnet und
/* anschliessend auf täglichen, in dhm - Höhe fallenden Niederschlag zurückgerechnet (%Pg% * 4 !)

&call precip_2

PdZ = korr_p * ((%p_T% * 365 + %dhm% * %.Pg% * 4) / 365)

akk = con(tTz < %.ts%, PdZ, 0)

/***** ABLATION *****/
/* element berechnet für jeden tag die schmelze Ls mit as und Li mit ai
/* welche der beiden variablen zum einsatz gelangt, wird erst einen schritt später entschieden
/* Mit dem Faktor 11.57407 werden die Strahlungsdaten aus Sradcalc, die in der Form MJ/m2/d
/* vorliegen, auf W/m2 umgerechnet.

Lik = 86.4 * (-(%d% * (1 - %ai%) * %ehm% * 11.57407 + %.c0% + %.c1% * tTz) / %Lm%)
Lsk = 86.4 * (-(%d% * (1 - %as%) * %ehm% * 11.57407 + %.c0% + %.c1% * tTz) / %Lm%)

li = con(lik > 0,0,lik)

ls = con(lsk > 0,0,lsk)

```

```

/***** ZENTRALES ELEMENT *****/
/* Berechnet die Bilanz für Tag T (BT) unter Verwendung
/* von Ls und/oder Li in Abhängigkeit von BT-1, Bmin, akk und Ls

/*abs_ls = ABS(ls)

BT = con(BT-1 < cmin,con(akk < ABS(ls),BT-1 + ((akk / (ls + %q%)) + 1) * Li,BT-1 + akk + Ls),BT-1 + akk + Ls)

/***** MINIMA AKTUALISIEREN *****/
/* Grids werden auf Minima getestet

amin = cmin

kill cmin all
cmin = con(BT-2 ge BT-1,con(BT-1 < BT,con(BT-1 < 0,BT-1,0),amin),amin)

kill amin all

/***** TAG DER MAXIMALEN SCHNEEDECKE BESTIMMEN *****/

t_e_akk = e_akk

kill e_akk all

e_akk = con(BT-2 < BT-1,con(BT-1 > BT,%Ty%,t_e_akk),t_e_akk)

kill t_e_akk all

/***** TAG DES AUSAPERNS BESTIMMEN *****/

t_s_abl = s_abl

kill s_abl all

s_abl = con(BT < cmin,con(BT-1 > cmin,%Ty%,t_s_abl),t_s_abl)

kill t_s_abl all

/***** TAG DES EINSCHNEIENS BESTIMMEN *****/

t_e_abl = e_abl

kill e_abl all

e_abl = con(BT-2 ge BT-1,con(BT-1 < BT,con(BT-1 < 0,%Ty%,t_e_abl),t_e_abl),t_e_abl)

kill t_e_abl all

/***** UHR VORWÄRTSSTELLEN *****/
/* Die "Uhr" wird einen Tag weiter gestellt, die Grids einen Tag weitergeschoben und
/* die nicht mehr benötigten Grids gelöscht.

kill BT-2 all
BT-2 = BT-1

kill BT-1 all
BT-1 = BT

kill BT all

/* Zwischenbilanz für Tag "Tend - 365" speichern
&if %T% = %Tend% - 365 &then &do
&if [exists BT-365 -grid] &then
kill BT-365 all
BT-365 = BT-1
&end

&type ' '
&type Berechnung für Tag %T% abgeschlossen.
&type ' '

&sv T = %T% + 1

&delvar ehm

/* Berechnung von BT für nächsten Tag setzt am Anfang des Loop wieder ein (vorausgesetzt das %T% < %Tend%)

&end

/***** END OF LOOP *****/
/*END OF LOOP - END OF LOOP - END OF LOOP - END OF LOOP - END OF LOOP - END OF LOOP - END OF LOOP -
/***** Endresultate schreiben, in "Save-Space" ablegen, und abschliessend alle temporären Grids löschen.
/* Programm beenden.

&menu %start_space%/test/output

```

```

&if %.out1% &then
copy BT-1 %s_space%/projectnum%.Tstart%.Tend%

&if %.out2% &then &do
&if [exists BT-365 -grid] &then
ELA_%projectnum%.Tend% = con(BT-1 - BT-365 ge 0,1,-1)
&else
ELA_%projectnum%.Tend% = con(BT-1 ge 0,1,-1)
copy ELA_%projectnum%.Tend% %s_space%/ELA_%projectnum%.Tend%
&end

&if %.out3% &then
copy cmin %s_space%/MIN_%projectnum%.Tend%

&if %.out4% &then &do
d_abl = con(s_abl > 0,con(e_abl > 0,e_abl - s_abl,0),0)
copy d_abl %s_space%/dur-abl%.Tend%
&end

&if %.out5% &then
copy s_abl %s_space%/startabl%.Tend%

&if %.out6% &then
copy e_abl %s_space%/endabl%.Tend%

&if %.out7% &then
copy pdz %s_space%/P_%.Tend%_projectnum%

&if %.out8% &then
copy ttz %s_space%/T_%.Tend%_projectnum%

&if %.out9% AND [calc %.Tend% - %.Tstart%] > 365 &then &do
%projectnum%[calc %.Tend% - 365]%.Tend% = BT-1 - BT-365
copy %projectnum%[calc %.Tend% - 365]%.Tend% %s_space%/projectnum%[calc %.Tend% - 365]%.Tend%
&end

&if %.out10% &then
copy e_akk %s_space%/endakk%.Tend%

&if %.out11% &then &do
d_abl_t = con(e_akk > 0,con(e_abl > 0,e_abl - e_akk,0),0)
copy d_abl_t %s_space%/dur-abl-t%.Tend%
&end

&call aufraeumen

&call beenden

&return

/*****
/***** ROUTINEN *****/
/*****

&routine mb04

/* einige variabeln werden fuer die Berechnung angepasst:
/* temperatur auf hoehe 0 m. u. M. umrechnen und
/* gradienten auf grad pro meter umrechnen

&sv .tG = %.tGr% / 100
&sv .t0 = %.t2000% - 2000 * %.TG%

&sv y = 1
&sv T = %.Tstart%
&sv Qe = 1368
&sv Lm = 334000
&sv pi = 3.1415927
&sv q = 0.000000001
&sv neg = -1

&if %.in1% &then &do
BT-1 = %.input_b%
&delvar .input_b
BT-2 = BT-1
&end
&else &do
BT-1 = %dhm% * 0 + %.B0%
BT-2 = %dhm% * 0 + %.B0%
&end

&if %.in2% &then &do
Cmin = %.input_min%
&delvar .input_min
&end
&else

```



```

Cmin = %dhm% * 0

&if [exists s_abl -grid] &then
kill s_abl all
s_abl = con(%dhm% > 0,0)
&if [exists e_abl -grid] &then
kill e_abl all
e_abl = s_abl
&if [exists e_akk -grid] &then
kill e_akk all
e_akk = s_abl

&return

/*-----
&routine precip_1

/* Niederschlagsgradient auf Meter pro Meter umrechnen. Gradient muss zusätzlich durch vier geteilt
/* werden, da er zeitabhängig ist: In die Eingabemaske eingegeben Gradient pro Jahr, nun umrechnen
/* auf Gradient pro Vierteljahr (korrekter wäre den Gradient anhand der Zeitdauer der vier Abschnitte
/* Frühling, Sommer, Herbst und Winter zu berechnen. Dann müssten vier Gradienten geführt werden,
/* der Gewinn an Genauigkeit ist hingegen absolut vernachlässigbar).
&sv .PG = [calc %PGr% / [calc 100 * 4]]

/* Niederschlag auf 0 m ü. M. umrechnen
&sv P1_0 = %.P1_2000% - 2000 * %.PG%

&sv P2_0 = %.P2_2000% - 2000 * %.PG%

&sv P3_0 = %.P3_2000% - 2000 * %.PG%

&sv P4_0 = %.P4_2000% - 2000 * %.PG%

/* Variablen vorbereiten für die Berechnung der Sinuskurven
&sv ps1 = %p1_0% / 90

&sv ps2 = %p2_0% / 92

&sv ps3 = %p3_0% / 92

&sv ps4 = %p4_0% / 91

&sv p12 = [calc [calc %ps1% + %ps2%] / 2]
&sv p23 = [calc [calc %ps2% + %ps3%] / 2]
&sv p34 = [calc [calc %ps3% + %ps4%] / 2]
&sv p41 = [calc [calc %ps4% + %ps1%] / 2]

&sv p12d = [calc [calc %ps1% - %ps2%] / 2]
&sv p23d = [calc [calc %ps2% - %ps3%] / 2]
&sv p34d = [calc [calc %ps3% - %ps4%] / 2]
&sv p41d = [calc [calc %ps4% - %ps1%] / 2]

&return

/*-----
&routine precip_2

/* Umrechnen des Datums auf das Niederschlags-Datum (1. Niederschlags Tag entspricht 16. Tag des
/* Jahres)

&sv T_pr = %Ty% - 15
&if %T_pr% <= 0 &then
&sv T_pr = 365 + %T_pr%

/* Niederschlag für Tag T berechnen. Abhängig von der Jahreszeit wird
/* eine der vier untenstehenden Gleichungen verwendet.
/* Beispiel: p = p12 + cos(((t_pr - 90) * pi) / 92) * p23d

&if %t_pr% > 0 AND %t_pr% < 91 &then &do
&sv p_T = [calc %p12% + [calc [cos [calc [calc %t_pr% * %pi%] / 90]] * %p12d%]]
&type 'Winter -> Frühling' %p_T%
&end

&if %t_pr% > 90 AND %t_pr% < 183 &then &do
&sv p_T = [calc %p23% + [calc [cos [calc [calc [calc %t_pr% - 90] * %pi%] / 92]] * %p23d%]]
&type 'Frühling -> Sommer' %p_T%
&end

```

```

&if %t_pr% > 182 AND %t_pr% < 276 &then &do
&sv p_T = [calc %p34% + [calc [cos [calc [calc %t_pr% - 183] * %pi%] / 92]] * %p34d%]]
&type 'Sommer -> Herbst' %p_T%
&end

&if %t_pr% > 275 AND %t_pr% < 366 &then &do
&sv p_T = [calc %p41% + [calc [cos [calc [calc %t_pr% - 275] * %pi%] / 91]] * %p41d%]]
&type 'Herbst -> Winter' %p_T%
&end
&return

/*-----
&routine putzen
&if [exists tTz -grid] &then
kill tTz all
&if [exists pdz -grid] &then
kill pdz all
&if [exists li -grid] &then
kill li all
&if [exists ls -grid] &then
kill ls all
&if [exists Lsk -grid] &then
kill Lsk all
&if [exists lik -grid] &then
kill lik all
&if [exists akk -grid] &then
kill akk all
&if [exists abs_ls -grid] &then
kill abs_ls all
&return

/*-----
&routine aufraeumen
&if [exists BT -grid] &then
kill BT all
&if [exists BT-1 -grid] &then
kill BT-1 all
&if [exists BT-2 -grid] &then
kill BT-2 all
&if [exists d_abl -grid] &then
kill d_abl all
&if [exists d_abl_t -grid] &then
kill d_abl_t all
&if [exists s_abl -grid] &then
kill s_abl all
&if [exists e_abl -grid] &then
kill e_abl all
&if [exists e_akk -grid] &then
kill e_akk all
&if [exists cmin -grid] &then
kill cmin all
&if [exists tTz -grid] &then
kill tTz all
&if [exists pdz -grid] &then
kill pdz all
&if [exists li -grid] &then
kill li all
&if [exists ls -grid] &then
kill ls all
&if [exists lsk -grid] &then
kill Lsk all
&if [exists lik -grid] &then
kill lik all
&if [exists akk -grid] &then
kill akk all
&if [exists abs_ls -grid] &then
kill abs_ls all
&if [exists korr_p -grid] &then
kill korr_p all
&if [exists ELA_%projectnum%_%.Tend% -grid] &then
kill ELA_%projectnum%_%.Tend% all
&if [exists BT-365 -grid] &then
kill BT-365 all
&if [exists %projectnum%[calc %_.Tend% - 365]_%.Tend% -grid] &then
kill %projectnum%[calc %_.Tend% - 365]_%.Tend% all

&type ' '
&type MB4 legt folgende Grids in den Ordner %s_space%
&type ' '
&if %.out1% &then
&type %projectnum%_.Tstart%_%.Tend%': Bilanz über die ganze Berechnungsperiode.'
&if %.out2% &then
&type ELA_%projectnum%_%.Tend%': Gleichgewichtslinie am Ende der Berechnungsperiode.'
&if %.out3% &then
&type MIN_%projectnum%_%.Tend%': Minima in der Berechnungsperiode.'
&if %.out4% &then

```

```

&type dur-abl_%.Tend%': Dauer der Schmelzperiode des Eis.'
&if %.out5% &then
&type startabl_%.Tend%': Start der Schmelzperiode des Eis.'
&if %.out6% &then
&type endabl_%.Tend%': Ende der Schmelzperiode des Eis.'
&if %.out7% &then
&type P_%.Tend%_%.projectnum%': Niederschlag am Ende der Berechnungsperiode.'
&if %.out8% &then
&type T_%.Tend%_%.projectnum%': Temperatur am Ende der Berechnungsperiode.'
&if %.out9% AND %.Tend% > 365 &then
&type %projectnum%[calc %.Tend% - 365]_%.Tend%': Bilanz für die letzten 365 Tage.'
&if %.out10% &then
&type endakk_%.Tend%': Tag der maximalen Schneehöhe.'
&if %.out11% &then
&type dur-abl-t_%.Tend%': Dauer der ganzen Ablationsperiode.'

&return
/*-----
&routine beenden
&sv projectnum [getchoice mo gr gl oa fo co sa tr my fi wi ge ti bi test other -prompt ~
'Gletscher - Directory ?']

&if %projectnum% = other &then
&return
&else
&workspace %start_space%/%projectnum%
&return

/*-----
&routine fehler
&severity &error &ignore
&call putzen
&if [exists korr_p -grid] &then
kill korr_p all
&call beenden
&return &error Programm vorzeitig beendet wegen Fehler

```